

ELTE Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet

Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Doktori Értekezés

Balatoni vízi szeizmikus szelvények környezetgeofizikai vizsgálata

*Environmental geophysical study
of water seismic profiles at Lake Balaton*

Készítette:

Visnovitz Ferenc

Okleveles környezetkutató

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudomány Doktori Iskola

Környezeti földtudományi program

Témavezető:

Dr. Horváth Ferenc, professzor emeritus

A doktori iskola vezetője: **Dr. Jánosi Imre**

A doktori program vezetője: **Dr. Szabó Csaba**



Budapest

2015

Tartalom

Tartalom	i
Előszó	iv
1. Bevezető	1
1.1. A Balaton-kutatás története és környezettudományi jelentősége	1
1.2. A sekélygeofizikai kutatások szerepe a környezettudományokban és a földtani környezet megismerésében.....	2
1.3. A vízi szeizmikus kutatások szerepe a Balaton régió megismerésében	3
1.4. A dolgozat felépítése és a kutatás célkitűzései.....	5
2. Az Egységes Balatoni Szeizmikus Adatbázis	7
2.1. A balatoni szeizmikus adatrendszer felépítése.....	7
2.1.1. Az ultranagy felbontású Seistec™ szelvények	8
2.1.2. A „német” többcsatornás szelvények	9
2.1.3. Az 1993-as „olasz” szelvények	11
2.2. Kiegészítő geológiai információk (fúrások, feltárások).....	12
2.2.1. Felhasznált fúrási adatbázisok	12
2.2.2. Analógiaként használt felszíni feltárások	14
3. Medenceperemi pannon képződmények a Balaton alatt	15
3.1. A Pannon-tó keletkezése és a tavat feltöltő üledékes rendszerek.....	15
3.1.1. A Pannon-tó	15
3.1.2. A Pannon-tó feltöltődése ipari szeizmikus szelvények és fúrási adatok alapján	17
3.1.3. A Pannon-tó relatív vízszint változásai	18
3.2. Pannon üledékek a Dunántúl területén.....	19
3.2.1. A Középhegység vízborítottsága a pannóniai korszakban	19
3.2.2. Üledékképződés a Középhegység környezetében.....	20
3.2.3. A Balaton alatti pannon rétegsor	23
3.3. A balatoni pannon rétegsorral kapcsolatos új megfigyelések és azok értelmezése	25
3.3.1. A pannon rétegek vizsgálatához kapcsolódó módszerek áttekintése	25
3.3.2. A Balaton alatti pannon rétegsor felépítése a Seistec™ adatok alapján	26
3.3.3. A balatoni pannon rétegsor regionális képe a nagyfelbontású szelvények tükrében.....	30
3.4. A pannon üledékek bázisa	34
3.4.1. A pannon üledékek bázisát alkotó képződmények fúrási adatok alapján	34
3.4.2. A pannon rétegek aljzattérképe	36
3.5. Sekélyvízi deltarendszerek a Balaton alatti pannon rétegsorban	38
3.5.1. Deltaciklusok a Balaton alatt	38
3.5.2. A pannon-tavi delták geometriája	39
3.5.3. A pannon deltákat felépítő litosztratigráfiai egységek	41
3.5.4. A Balaton környéki Száki Formáció kérdése	44
3.6. A pannon delták progradációja: a feltöltődés menete	45

3.6.1. A DC1 deltaciklus épülése.....	46
3.6.2. A DC2 deltaciklus épülése.....	48
3.6.3. A DC3 deltaciklus épülése.....	51
3.6.4. A későbbi deltaciklusok épülése	51
3.7. A relatív vízszintváltozások vizsgálata a Balaton alatti deltaciklusokban	53
3.7.1. Trajektóriakövetés a balatoni szeizmikus anyagon	53
3.7.2. Medrek a pannon rétegsorban.....	56
3.7.3. A vízi szeizmikán megfigyelhető relatív vízszintváltozások időbeli nagyságrendje	58
3.8. A Balaton térségében uralkodó késő-miocén öskörnyezet az új szeizmikus megfigyelések tükrében	62
4. A Balaton alatti balos nyírási zóna szerkezeti képe a vízi szeizmikus szelvények alapján	65
4.1. A Balaton és környékének neotektonikája irodalmi adatok tükrében	65
4.2. Szerkezetek a Balaton alatt	67
4.2.1. A vetőtérképezés és a szerkezetanalízis gyakorlati korlátai	67
4.2.2. A tó alatti töréses deformációk főbb jellegzetességei	68
4.2.3. Plasztikus deformációk (redők) a Balaton alatt	76
4.3. A balatoni vetőrendszer szerkezeti vizsgálata.....	76
4.3.1. A tó alatti vetős szerkezetek térképezése.....	76
4.3.2. A tó alatti gyűrődések vizsgálata	78
4.4. A Balaton alatti törésrendszer szerkezeti értelmezése	80
4.4.1. A vetők szerkezeti értelmezése	80
4.4.2. A redők szerkezeti értelmezése	84
4.5. A balatoni oldal-eltolódási zóna összehasonlítása analóg modellekkel és a Balaton-vonal 3D ipari szeizmikus képével	85
4.5.1. Az elmozdulás mértékének becslése Tchalenko (1970) modellkísérletei alapján	87
4.5.2. A Balaton alatti vetőrendszer és a Balatontól délre elhelyezkedő Balaton-vonal szerkezeti összehasonlítása	91
4.6. A Balaton alatti vetőrendszerrel kapcsolatos legfontosabb konklúziók.....	95
5. A Balaton alatti kvarter üledékekkel kapcsolatos megfigyelések.....	97
5.1. A balatoni kvarter üledékek rétegtani jellemzése	97
5.1.1. A Balaton régió negyedidőszaki üledékeinek kutatási előzményei	97
5.1.2. A negyedidőszaki üledékek a balatoni vízi szeizmikus szelvények alapján	98
5.2. A Balaton alatti pleisztocén folyóvízi rétegsor	100
5.2.1. A pleisztocén folyóvízi rétegsorral kapcsolatos korábbi megfigyelések	100
5.2.2. A Balaton alatti folyóvízi rétegsorral kapcsolatos új megfigyelések és azok diszkussziója ...	101
5.2.3. A folyómedrek és a balatoni tőzegképződés kapcsolata	105
5.3. A tavi iszap	108
5.3.1. A Balatoni iszappal kapcsolatos legfontosabb megfigyelések	108
5.3.2. A tavi iszappal kapcsolatos megfigyelések diszkussziója	111
5.3.3. A tómeder tektonikus kibillenése és a déli parti perem elöntése	112
5.4. A kvarter rétegsorral kapcsolatos megfigyelések főbb konklúziói.....	114

6. Sekély gázok a balatoni üledékekben	115
6.1. Sekély gázok kutatása vízi szeizmikus eszközökkel.....	115
6.1.1. A sekély gázokról általában	115
6.1.2. A vízi környezetben képződő sekély gázok kutatástörténete	116
6.1.3. A szeizmikus és akusztikus szelvényeken megjelenő gázindikátorok- és anomáliák fizikai háttere	116
6.1.4. A buborékrezonancia frekvenciafüggése.....	118
6.2. A balatoni gázanomáliák.....	118
6.2.1. A gázanomáliák fizikai háttere a Balaton esetében	118
6.2.2. Gázanomáliák a Seistec™ szelvényeken	121
6.2.3. Gázszintek a balatoni iszapban	126
6.2.4. Sekély gázok szeizmikus képe a „német” többcsatornás szelvények alapján	129
6.3. A balatoni gázfrontok térbeli- és időbeli változékonysága	130
6.3.1. Gázanomáliák a part közelében és a nyíltvízi zónában	130
6.3.2. A gázfelhalmozódások térbeli mintázata a 1997-2012 mérési időszak alapján	133
6.3.3. A gázfelhalmozódások térbeli eloszlásával kapcsolatos legfontosabb konklúziók	136
6.3.4. A gázfrontok időbeli változásához kapcsolódó megfigyelések	136
6.4. A gázfrontok időbeli változékonyságának elméleti háttere és lehetséges okai.....	139
6.5. A sekélygázok eredete és kapcsolata a Balaton és környezetének környezetföldtani és tektonikai jellemzőivel.....	143
6.5.1. Az iszap felső részében elhelyezkedő gázfrontok eredete	144
6.5.2. A partközeli gázanomáliák kialakulásának lehetséges okai	145
6.5.3. Az iszap középső részében elhelyezkedő gázfrontok eredete	146
6.5.4. Az iszap alsó részében elhelyezkedő gázfrontok eredete	148
6.6. A balatoni sekélygáz-rendszer elvi modellje az új megfigyelések tükrében	153
7. Az értekezés új tudományos eredményei, tézisek	161
8. Összefoglalás	164
9. Abstract	Hiba! A könyvjelző nem létezik.
10. Köszönetnyilvánítás	I
11. Függelék	II
12. Irodalomjegyzék	XIV
13. Válogatott ábrák gyűjteménye	XXVII

Előszó

„Amikor hozzàkezdtem a Balaton geológiájának és geomorfológiájának leírásához, nem sejtettem, hogy a megindult sokoldalú tanulmányok munkatársaim részéről annyi sok új adatot és meglepő eredményt fognak adni.” /Lóczy Lajos, 1913/



Az elmúlt harminc évben egy olyan egyedülállóan gazdag balatoni vízi szeizmikus adatrendszer jött létre az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszékének kutatótevékenysége nyomán, mely új lehetőséget kínált a Dunántúli-középhegység déli előterének környezettudományi tanulmányozására. Ehhez a napjainkban is bővülő adatrendszerhez nyertem hozzáférést 2010-ben, amikor frissen végzett okleveles környezetkutatóként jelentkeztem a „*Balatoni vízi szeizmikus szelvények környezetgeofizikai vizsgálata*” címmel kiírt doktori témára. A szelvények sokoldalúsága és látványos ábraanyaga hamar felkeltette az érdeklődésemet, és lelkesen kezdtem hozzá a hatalmas mennyiségű adat feldolgozásához. PhD időszakom során számos témával foglalkoztam. Vizsgáltam többek között a Balaton tavi üledékeit, a tavi iszapban felhalmozódó sekély gázok elterjedését és időbeli változását, a tó alatti törésvonalakat és a tavi üledék alatt diszkordánsan települő pannon kőzeteket. Munkám során olyasmi élményt élhettem át, mint amilyenről Lóczy Lajos írt 1913-as, „*A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*” című, geológiai és a geomorfológiai kutatásait összefoglaló művében. A balatoni szeizmikus anyag értelmezése ugyanis hasonlóan szerteágazónak, és igen sok tudományterületen átívelő feladatnak bizonyult, mint Lóczy kutatásai. Úgy gondolom, hogy ennek a rendkívüli adatbázisnak a feldolgozása és áttekintése igazi kihívást jelent még a legképzettebb értelmezőknek is, mivel az összefüggések megértése, és a különböző skálájú folyamatok összekapcsolása valódi környezettudományi szemléletet igényel. A fentieknek megfelelően a balatoni szeizmikus kutatásokat ezzel az összefoglalóval korántsem tekinthetem befejezetteknek. Sőt, inkább a kutatómunka első, és egyben legfontosabb fázisának tartom dolgozatomat, amely felvázolja, összegzi és saját kutatási eredményekkel magyarázza mindazokat a tudományos kérdéseket, melyek a Balaton és a balatoni régió tüzetesebb megismerésének kulcsát jelenthetik. Reményeim szerint ennek a munkának a vége egy új multidiszciplináris kutatás kezdete lehet, mely számos tudományterületet egyesítve indul majd el a balatoni régió jobb megismerése felé vezető úton.

Visnovitz Ferenc, Bp., 2015.07.06.

1. Bevezető

„Alig hiszem, hogy társaságunk, kutató munkájához, a Balatonnál hálásabb tárgyat választhatott volna [...], mert restelkedve fájjalta eddig mindenki a Balaton remek szépségeit megpillantva, hogy e tónak alapos és tervszerű tanulmányozása még meg nem történt.” /Lóczy Lajos, 1896/



1.1. A Balaton-kutatás története és környezettudományi jelentősége

A Balaton tudományos tanulmányozása immár több mint 100 esztendőre nyúlik vissza. Az évek során sok neves kutató foglalkozott a tó és közvetlen környezetének leírásával, amely számos tudományterületet érintő, multidiszciplináris feladatnak bizonyult (pl.: Lóczy 1913; Cholnoky 1918; 1936; Mike 1980a,b; Cserny et al. 2000; Cserny & Nagy-Bodor 2000; Cserny 2002). A tó első tervszerű és átfogó tanulmányozása Lóczy Lajos (1849-1920) nevéhez köthető. Az ő kezdeményezésre alakult meg a Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága, amely 1881-től kezdődően tevékenykedett. A bizottság munkájának eredményeit Lóczy Lajos „*A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*” (1897-1918) című 35 kötetes monográfiájában foglalta össze, mely méltán tekinthető a mai felfogás szerint egy igen részletes, környezettudományi szemléletű dokumentációnak. Lóczy munkáját munkatársa Cholnoky Jenő vitte tovább, aki továbbgondolta, és saját megfigyelésekkel egészítette ki a Balatonról szóló ismereteinket (Cholnoky 1918; 1936).

A Balaton kutatásával azóta is számos tudományterület foglalkozik, beleértve itt a különböző természettudományokat (halbiológia, algológia, vizes élőhelyek ökológiai vizsgálata, vízminőség-védelem, természetvédelem, geológia, geomorfológia, hidrológiai-hidrogeológia, áramlástan- és feliszapolódás-vizsgálatok, talaj- és mezőgazdasági tudományok, stb.), illetve a tó társadalom- és gazdaságtudományi vonatkozásaival foglalkozó tudományterületeket is (pl.: turisztika, régészet és örökségvédelem). A modern szemlélet alapján a fenti tudományterületek környezettudományi vonatkozásait a környezetbiológia, környezetkémia, környezetföldtan, környezetfizika és környezet-gazdaságtan címszavak alá csoportosíthatjuk, melyek együttes értékelése révén érhető el a Balaton régió teljes környezettudományi minősítése. Jelen dolgozat módszertanából kifolyólag elsődlegesen a Balaton környezetföldtani vonatkozásaival foglalkozik, és sekélygeofizikai vizsgálatokra, földtudományi módszerekre, valamint geológiai adatokra támaszkodik.

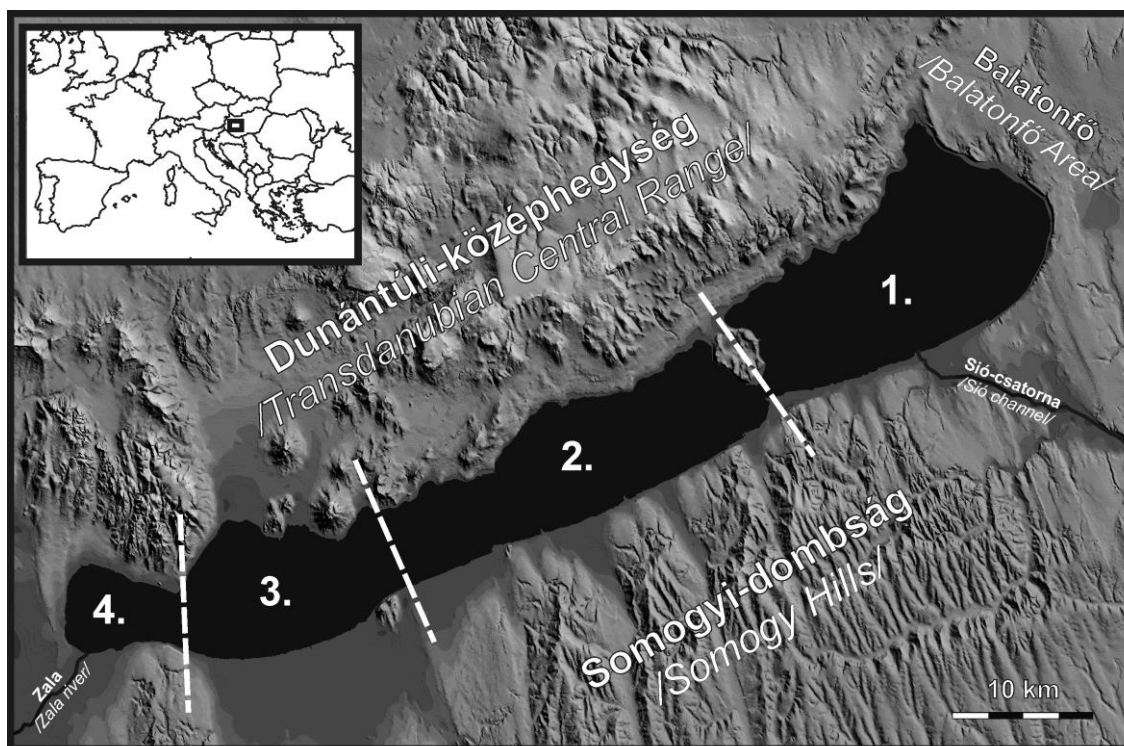
1.2. A sekélygeofizikai kutatások szerepe a környezettudományokban és a földtani környezet megismerésében

Az olyan sekélygeofizikai módszerek, mint az elektromos-, elektromágneses-, mágneses- és szeizmikus kutatások napjainkban egyre inkább előtérbe kerülnek a környezettudományokban. Ennek oka, hogy a környezeti állapotfelmérés és a monitoring korszakunk egyik legsürgetőbb feladatává váltak. A fenti módszerek relatíve olcsón és nagy hatékonysággal szolgáltatnak adatokat a felszín alatti környezetre vonatkozóan anélkül, hogy megváltoztatnák vagy károsítanák azt. A 2D és 2,5D módszereket manapság már rutinszerűen alkalmazzák a mérnökgeofizikai gyakorlatban. A leggyakoribb munkák között szerepelnek a különféle kármentesítési problémák (eltetett tárgyak, kiszabadult szennyezőanyagok lehatárolása), gátak vagy utak állapotának felmérése, feliszapolódás-vizsgálatok, geo-rizikómeghatározása ipari beruházások előtt, de alkalmazsuk egyre elterjedtebb a régészetben is (pl.: [László et al. 2011](#); [Pánczél et al. 2012](#)). A közvetlen kárelhárítási munkák és hatástanulmányok készítése mellett a sekélygeofizikai mérések kiváló alapot jelentenek egy adott régió földtani megismeréséhez is (pl.: [Csillag et al. 2010b](#); [Tóth et al. 2010a](#); [Sztanó et al. 2013a](#); [Kovács G. 2013](#)) Ezeknek a vizsgálatoknak a segítségével könnyebben megérthetjük, hogy mi is zajlik ma, és mi zajlott több millió évvel ezelőtt a vizsgált területen, miközben olyan ismeretekre tehetünk szert, melyek nélkülözhetetlenek lehetnek a térség környezeti managementjében és a fenntartható megélhetés megvalósításában.

A sekélygeofizikai módszerek közül kiemelt fontosságú a reflexiós szeizmikus kutatómódszer, amely kiválóan alkalmas a felszín alatti rétegek pontos geometriájának leképezésére, és a geológiai környezet fizikai tulajdonságainak vizsgálatára is. A reflexiós szeizmikát (továbbiakban: *szeizmika*) a szárazföldön és a vízen is előszeretettel alkalmazzák a kőolajipari kutatásokban, mivel a szeizmikus szelvényeket mélyfúrási adatokkal kombinálva igen pontos paleokörnyezeti rekonstrukció, és fizikai-kémiai állapotjellemzés készíthető egy adott földtani régióra. Utóbbi pedig annak kulcsát jelenti, hogy meghatározhassuk a pórusokban tárolt fluidumok (kőolaj, földgáz, szén-dioxid, víz, stb.), illetve szennyező anyagok pontos mennyiségét, migrációs és áramlási viszonyait, csapódódását és fizikai-kémiai változásait.

1.3. A vízi szeizmikus kutatások szerepe a Balaton régió megismerésében

A Balaton kiterjedt vízfelülete (1.1. ábra) egyedülálló feltételeket teremt a kutató geofizikus számára a Dunántúli-középhegység déli előterének késő-miocén (kb. 10-6 Ma) – kvarter (kb. 2,6 Ma-tól napjainkig) üledékes környezeteinek és tektonikai viszonyainak megismerésére. Az ELTE Geofizikai Tanszékének gondozásában végzett vízi szeizmikus mérések (lásd F1. függelék) révén mára egy közel 2000 km összhosszúságú, világszinten is kiválóan minősülő 2D adatrendszer állt össze, amely óriási részletgazdagsággal képezi le a tó alatti geológiai képződményeket.



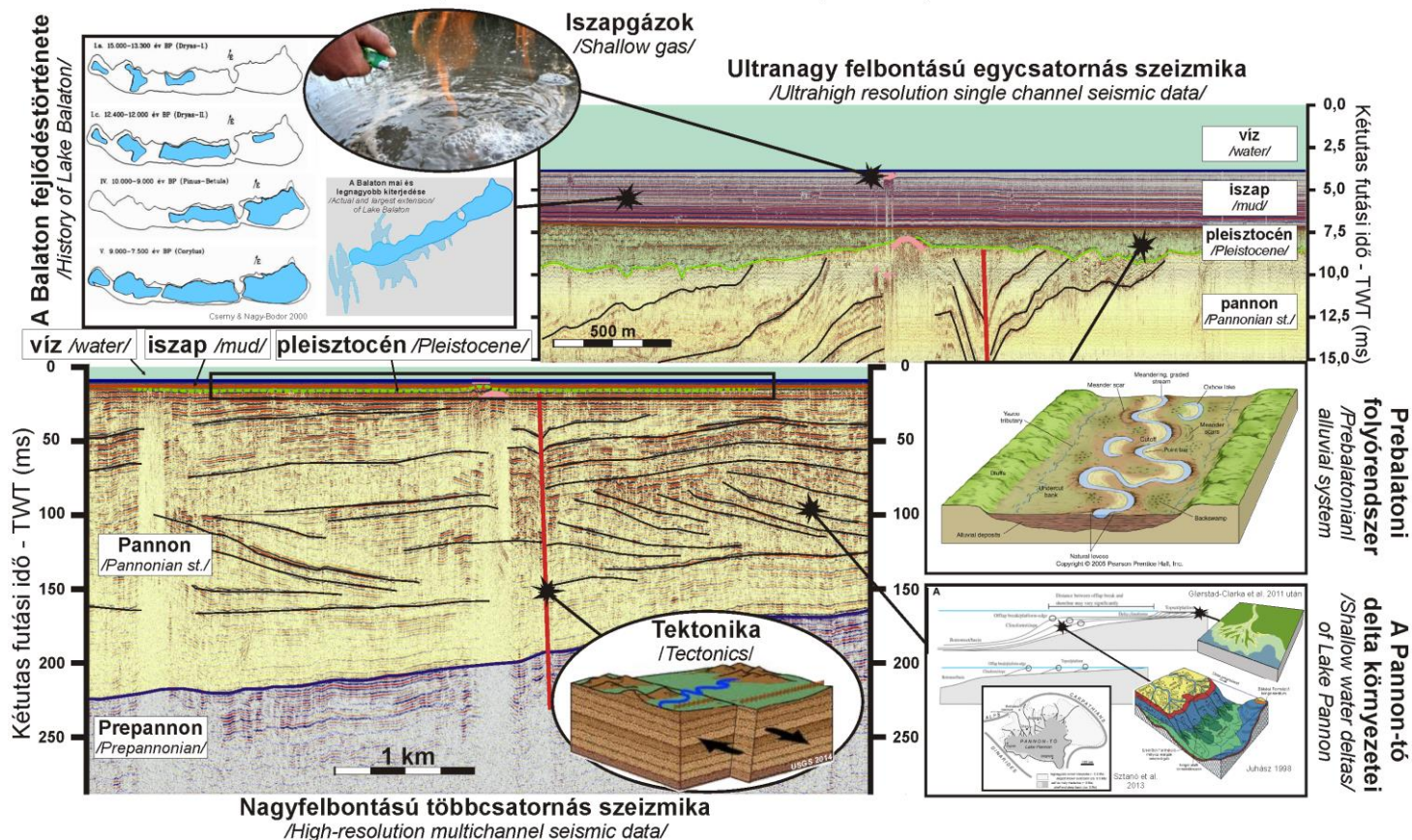
1.1. ábra: A Balaton közvetlen környezete és a tó részmedencéi [Cserny & Nagy-Bodor \(2000\)](#) után.
1= Siófoki-medence; 2= Szemesi-medence; 3= Szigligeti-medence; 4= Keszthelyi-öböl.

Figure 1.1. Surroundings of Lake Balaton and its sub-basins after [Cserny & Nagy-Bodor \(2000\)](#).
1= Siófok basin; 2= Szemes basin; 3= Szigliget basin; 4= Keszthely bay.

A balatoni szeizmikus szelvények alapján a tó alatti földtani környezet három, lényegében független üledékes egységre tagolható, melyeket elsőrendű *diszkordancia-felületek* választanak el egymástól (1.2. ábra). Az első, legfiatalabb földtani egységet a Balaton tavi üledékei, a másodikat a tó kialakulását megelőző, a késő-pleisztocénban lerakódott alluviális üledékek, míg a harmadik egységet a késő-miocén idején a térséget borító Pannon-tó deltaüledékei képviselik. A rétegsor részletes vizsgálatán túl a szelvények

A balatoni szeizmikus szelvények segítségével vizsgálható környezetek és jelenségek

/Environments and phenomena that can be observed by seismic profiles at Lake Balaton/



1.2. ábra: A balatoni vízi szeizmikán megfigyelhető paleokörnyezetek és környezetföldtani jelenségek. Illusztrációk Juhász 1998; Cserny & Nagy-Bodor 2000; Kolundžija 2010; Glorstad-Clarka et al. 2011; Sztanó et al. 2013a; Greenfield 2013 és USGS 2014 alapján.

Figure 1.2. Paleoenvironments and geological phenomena that can be observed by seismic data at Lake Balaton. Illustrations are based on Juhász 1998; Cserny & Nagy-Bodor 2000; Kolundžija 2010; Glorstad-Clarka et al. 2011; Sztanó et al. 2013a; Greenfield 2015 and USGS 2014.

lehetőséget nyújtanak a térség tektonikus szerkezeteinek, illetve a tavi iszapban felhalmozódó sekély gázok térbeli- és időbeli struktúrájának vizsgálatára is. A nagyobb behatoló képességű szeizmikus szelvényeken tanulmányozható a pannóniai deltaüledékek aljzata is, amelyre a későbbiekben mint *pannon talp/pannon bázis*, illetve mint *akusztikus aljzat* hivatkozom.

1.4. A dolgozat felépítése és a kutatás célkitűzései

Kutatásaim alapvető célja a Balaton alatt leképezett különböző korú földtani egységek (tavi iszap, pleisztocén alluviális üledékek és pannon-tavi deltalebenyek) kialakulásához kötődő öskörnyezetek és üledékciklusok áttekintő vizsgálata és térképezése volt. Ezt egészíti ki a kőzetanyagot ért neotektonikus hatások vizsgálata és egy komplex környezeti jelenség, a tavi iszapban előforduló sekély gázok szeizmosztratigráfiai jellemzése. A fenti témaköröknek megfelelően dolgozatom négy, lényegében független részből áll, melyeket a kutatási terület, és a kutatás alapjául szolgáló szeizmikus adatrendszer kapcsol össze. A jobb követhetősége érdekében ezeket a témaköröket önálló egységekként kezelem, és a hozzájuk kapcsolódó háttérismereteket sem összesítve, hanem mindig az adott témakörhöz kapcsolódóan mutatom be.

A térség fejlődését igyekeztem folyamatában bemutatni, és lépésről-lépésre haladok a késő-miocéntől egészen napjainkig. A szeizmikus adatrendszer ismertetése után elsőként a balatoni *pannon üledékekkel* foglalkozom, majd kitérek a pannon rétegsort ért *neotektonikus hatások* vizsgálatára. Ezt követően bemutatom a Balaton területén kialakult *negyedidőszaki környezeteket* és néhány ezekhez kapcsolódó új megfigyelést. A dolgozat végén részletesen tárgyalom a *balatoni iszap sekélygáz-rendszerét* és a gázrendszer környezetföldtani vonatkozásait, felhasználva a korábbi fejezetekben felvázolt földtani- és szerkezeti megfigyeléseket.

A pannon üledékek vizsgálata során kutatásaimat a mai Dunántúli-középhegység (továbbiakban „*Középhegység*”) területét mintegy 9,5 millió éve elárasztó Pannon-tó üledékképződési környezeteire fókuszáltam. A Balaton területén kb. 7-9,5 millió éve lerakódott ún. „medenceperemi” pannon rétegsort vizsgáltam, mellyel kapcsolatban az alábbi tudományos kérdésekre kerestem választ:

- Hogyan és milyen egységekből épül fel a Balaton alatti pannon rétegsor?
- Milyenek voltak és milyen kőzetanyagból épültek fel a térséget feltöltő egykori üledékes rendszerek?

- Hogyan, és milyen irányokba zajlott a térség feltöltése? Mi befolyásolta a feltöltés irányát?
- Voltak-e az adott időszakban a Pannon-tó relatív vízszintjében jelentős változások, és ha igen, mi jellemezte azokat?
- Milyen volt az egykori öskörnyezet a Dunántúli-középhegység déli előterében?

Ezt követően a Balaton alatt korábban, mások által már kimutatott nyírási zóna részletes térképezésével foglalkoztam. Céлом az alábbi két kérdés megválaszolása volt:

- Milyen vetőkből épül fel a Balaton alatti nyírási zóna, és mi ezeknek a vetőknek a funkcionális szerepe a törésrendszeren belül?
- Milyen jellegűek és mértékűek a zónán belüli vertikális, illetve horizontális elmozdulások?

A fenti szerkezeti vizsgálatokat a Balaton negyedidőszaki üledékeinek térképezése követte, amelynek alapján az alábbi kérdéseket kívántam megválaszolni:

- Pontosan milyen egységekből áll a Balaton alatti kvarter rétegsor, és mi ezeknek a rétegeknek a jelenleg térképezhető vastagsága és kiterjedése?
- Hogyan értelmezhetők, és milyen környezeti változásokat tükröznek a tó alatti negyedidőszaki rétegek?

Végezetül, az utolsó nagyobb kutatási témaköröm a balatoni iszap sekélygáz-rendszerének vizsgálata volt. Ezzel kapcsolatban az alábbi kérdésekre kerestem választ:

- Milyen formában és mitől függően jelentkeznek gáz okozta anomáliák a szeizmikus felvételeken?
- Milyen ezeknek a gázanomáliáknak a térbeli eloszlása?
- Felismerhető-e a gázok jelenlétében és/vagy kiterjedésben valamiféle szezonális változás, és ha igen, akkor mi lehet ennek oka?
- Mi a gázok lehetséges eredete, és jelenlétük hogyan függ össze a térség negyedidőszaki fejlődéstörténetével, földtani felépítésével és szerkezeti deformáltságával?

A dolgozat szerkesztésénél a *Földtani Közlöny* folyóirat formai követelményeit vettem alapul, és ennek megfelelően a dolgozat ábráit magyar és angol nyelven is felíratoltam. A fontosabb és gyakran ismétlődő ábrákat külön is mellékeltem (lásd dolgozat végén: *Válogatott ábrák gyűjteménye*). Megfigyeléseimet igyekeztem közérthetően és részletesen tárgyalva közreadni, hogy doktori munkám új kiindulópontja lehessen a Balatonnal kapcsolatos környezetföldtani és egyéb céllal induló jövőbeli kutatásoknak is.

2. Az Egységes Balatoni Szeizmikus Adatbázis

„Ha van vidék, amely megfigyelésre és aziránt való elmélkedésre ösztökél, hogy miként keletkezett, úgy a Balaton és távolabb környéke az.” /Lóczy Lajos, 1913/



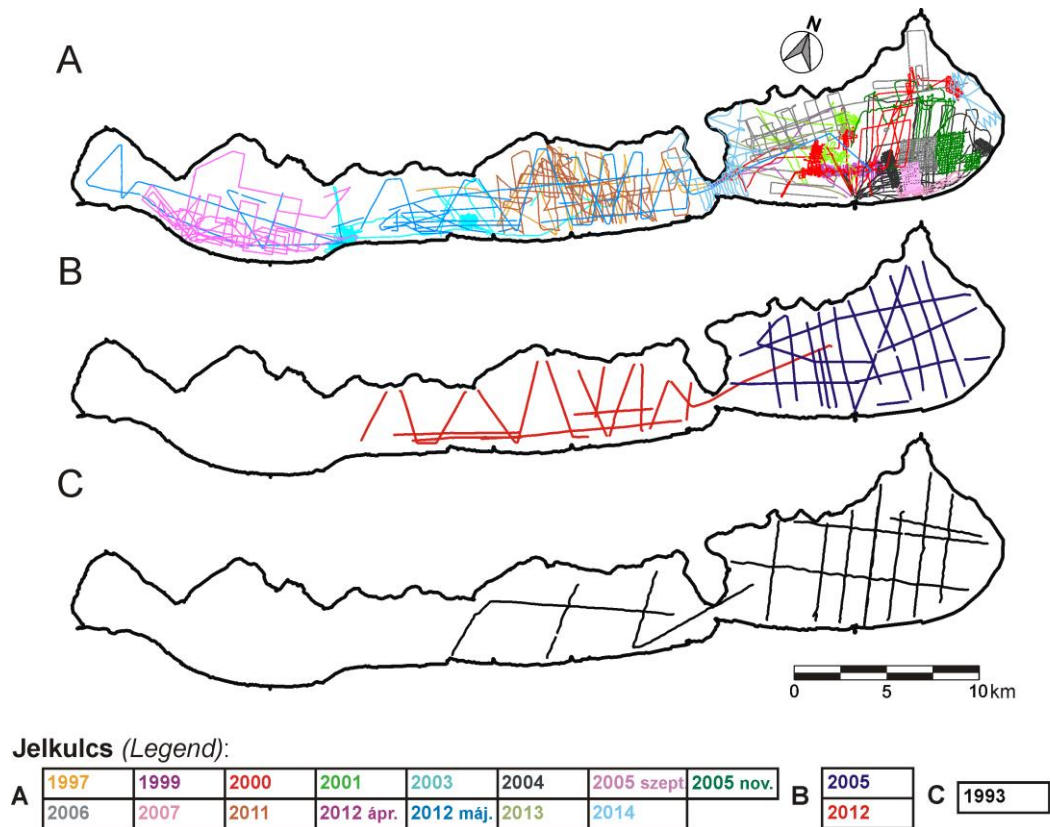
2.1. A balatoni szeizmikus adatrendszer felépítése

A Balaton vízi szeizmikus kutatásainak kezdetét az 1987-es ún. „kubai” felmérés jelentette (Cserny & Corrada 1989; 1990), melynek elsődleges célja a tómeder alakjának és a tavi üledékek vastagsági viszonyainak meghatározása volt. Ezek a korai mérések egyértelműen igazolták a tavi szeizmo-akusztikus mérések hatékonyságát, ami további rétegtani és szerkezeti kutatásra ösztönözte a geofizikával és földtannal foglalkozó hazai kutatókat.

Az elmúlt 25 év során az ELTE geofizikusai három különböző típusú vízi szeizmikus szelvényezési módszert alkalmaztak a Balaton területén (2.1. ábra). Ezek a módszerek mind a használt jelforrás, mind a jeldetektáló eszközök (hidrofonok) típusa tekintetében eltérőek voltak, így más és más mélységekig és különböző vertikális felbontással képezték le a tó alatti földtani környezetet (lásd F1. függelék).

A legtöbbet használt műszer (1997-2014) az ún. IKB-Seistec™ (későbbiekben Seistec™) berendezés volt (Simpkin & Davis, 1993), mely segítségével ultranagy felbontású információt nyerhettünk a Balaton alatti üledékek felső 20-40 méteréről. 2012-ig a Seistec™ műszerrel végzett mérések lefedték a Balaton egész területét, és ezáltal a legkiterjedtebb és legegységesebb ultranagy felbontású adatrendszerre váltak a dunántúli régióban (2.1/A ábra). 2013-ra, az általam összeállított „Egységes Balatoni Szeizmikus Adatbázisba” (EBSzA), a fenti Seistec™ profilok mellett további, nagyobb behatolási mélységű (100-500 méter) szeizmikus profilok is bekerültek. Ezek az ún. „német” nagyfelbontású, többcsatornás (2005 és 2012) és az „olasz” vagy „93-as” nagyfelbontású, egycsatornás (1993) szelvények voltak, melyek az ELTE 1993-2012 közötti gyümölcsöző nemzetközi együttműködéseinek eredményei (2.1/B, C ábra).

Az EBSzA szeizmikus referencia-szintje a 2005. novemberi mérések szeizmikus bázisszintjében lett meghatározva. Ez jó közelítéssel 104 mBf-i magasságot jelent, mely az akkori aktuális vízszint (KVVM 2015) és a Seistec™ méréseknél használt boomer forrás merülési mélységének különbségeként adható meg.

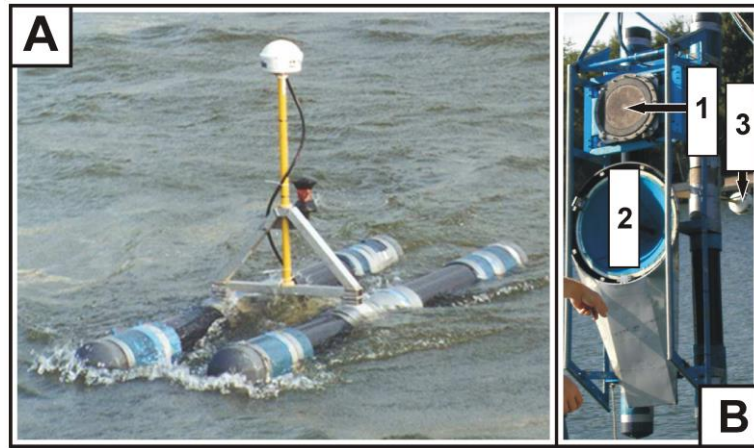


2.1. ábra: Egységes Balatoni Szeizmikus Adatbázis 2D vízi szeizmikus szelvényeinek nyomvonala. A) IKB-Seistec™ szelvények; B) „Német” többcsatornás szelvények; C) „Olasz” egycsatornás szelvények. A különböző színek az egyes mérési kampányokat jelölik (lásd jelkulcs).

Figure 2.1. 2D water seismic profiles of the Integrated Seismic Database at Lake Balaton. A) IKB-Seistec™ profiles; B) „German” multichannel profiles; C) „Italian” single channel profiles. Colours indicate different seismic surveys (see legend).

2.1.1. Az ultranagy felbontású Seistec™ szelvények

Az Egységes Balatoni Szeizmikus Adatrendszer vázát az ultranagy felbontású, egycsatornás (UHS, *Ultra High Single Channel*) Seistec™ szelvények adják (2.1/A ábra). Maga a Seistec™ műszer egy DGPS-el ellátott katamarán úszótest, mely egy indukciós elven működő ún. *boomer jelforrást* (továbbiakban *forrás*) és egy fókuszáló kúp alatt elhelyezett, 7 *hidrofonból* álló detektor egységet (*hidrofon csoportot*) hordoz (2.2. ábra; Tóth 2003). A forrás mindenkor vízfelszínhez viszonyított merülése átlagosan 45 cm. A vizsgálatok során a boomer hasznos jele az 1-10 kHz közötti frekvenciatartományba esik, amely 1-2 deciméteres vertikális rétegfelbontást tesz lehetővé. A műszer behatolási mélysége ideális esetben elérheti akár a 60 métert is (60-70 ms), de a balatoni üledékek esetében a leképezés mélysége átlagosan csak 10-40 méter. Ennek oka, hogy az akusztikus hullámok transzmisszióját sok esetben erősen korlátozza a balatoni iszap gáztartalma. Ezzel részletesebben az értekezés 6. fejezete foglalkozik.



2.2. ábra: Az IKB-Seistec™ műszer. A) A katamarán mérőegység mérés közben; B) A Seistec™ műszer főbb részei: 1= boomer forrás; 2= a fókuszáló kúp a 7 hidrofonból álló hidrofon csoporttal; 3= GPS antenna a hely meghatározására (Tóth 2003 után módosítva).

Figure 2.2. The IKB-Seistec™ instrument. A) The Seistec™ catamaran during measurement; B) Principal parts of the Seistec™ instrument: 1= boomer source; 2= The focusing cone with the hydrophone group in its focus; 3= GPS antenna (modified after Tóth 2003).

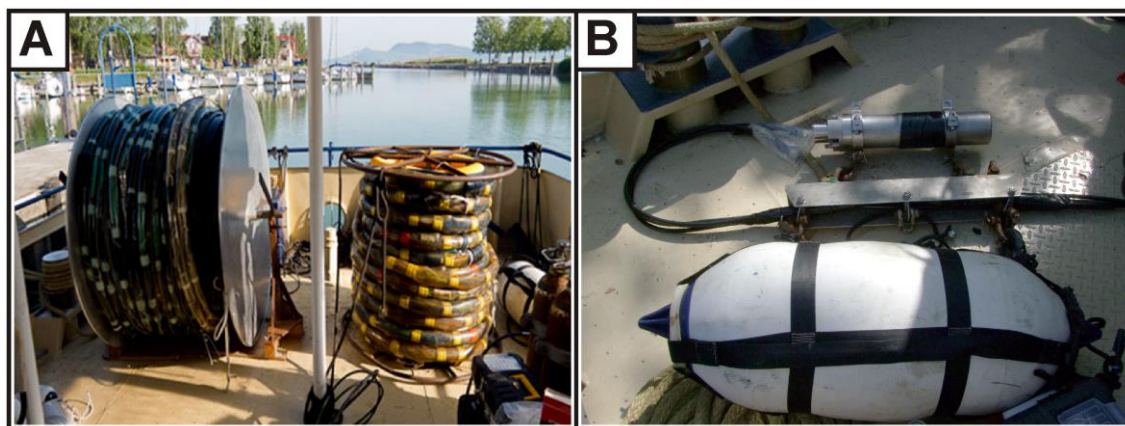
A Balaton területén 1997 óta zajlanak mérések a Seistec™ műszerrel. 2007-ig ezek a mérések nagyrészt az ELTE geofizikus hallgatóinak nyári terepgyakorlatai keretében zajlottak, különböző OTKA és nemzetközi pályázatok támogatásával. A 2007-ig összegyűlt, mintegy 700 km-nyi szeizmikus szelvény többsége a Siófoki-medence területén helyezkedik el, mivel a tó ezen részmedencéjében lehetett nagy, összefüggő területre kiterjedő, jó minőségű szeizmikus leképezést megvalósítani (Tóth et al. 2010b).

2007. után - több év kihagyással - a kutatásokat doktori munkám keretében folytattuk tovább. Az általam tervezett új mérések már a Balaton nyugati részmedencéire koncentráltak (Balázs et al. 2013). Az új szelvények tervezésénél a rétegtani viszonyok feltárása mellett az iszap és az iszapon belüli sekély gázok térképezését is célul tűztük ki, és a mérések nyomvonalát ennek megfelelően állítottuk össze. 2011-2013 között hallgatók bevonásával mintegy 800 km új szelvényt mértünk, melyeket a korábbi adatrendszerrel egyesítve a tó egész területét lefedő adatbázis állt össze (2.1/A ábra).

2.1.2. A „német” többcsatornás szelvények

2005-ben és 2012-ben két nagyszabású projekt keretében nagyfelbontású, többcsatornás mérések (HRM, *High Resolution Multichannel*) zajlottak a Balatonon a Brémai Egyetem és az ELTE Geofizikai Tanszékének együttműködésében. Ezek a nagy nyomású levegővel működő GI (generator-injector) gun forrással és 48, illetve 64 csatornás hidrofonkábelrel (*streamer*) kivitelezett mérések (2.3. ábra) a korábbiaknál jóval nagyobb

behatoló képességet (100-300 ms) tettek lehetővé (Tóth 2009b), és megbízhatóan leképezték a pannóniai rétegek talpát jelentő akusztikus aljzatot is. A nagy behatoló képesség alacsonyabb gerjesztési frekvenciák alkalmazásával volt elérhető, ami ennél a műszernél 0,1-1 kHz közötti frekvenciákat jelentett. A felvett szelvények vertikális felbontása a fenti frekvenciáknak megfelelően 3-5 méter között volt.



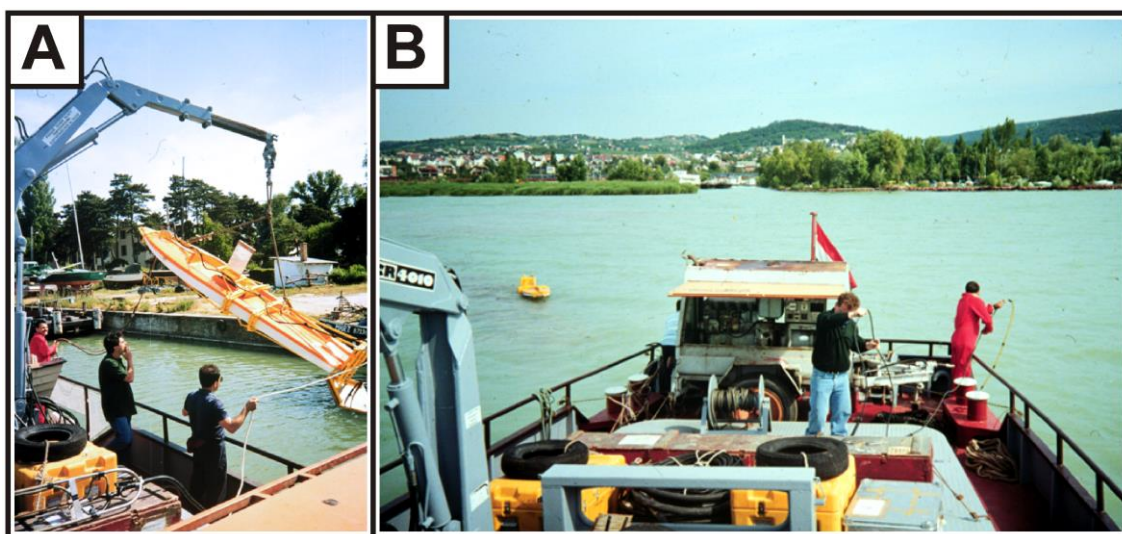
2.3. ábra: A „német” többcsatornás műszer vételi egységei és forrása. A) jobbra: a 64 csatornás digitális streamer kábel (2012); balra: a 48 csatornás analóg streamer kábel (2005 és 2012); B) Az air-gun forrás és az „gun”-t hordozó ballon.

Figure 2.3. Source and receivers of the „German” multichannel instrument. A) right: the 64 channel digital streamer cable (2012); left: the 48 channel analogue streamer cable (2005 and 2012); B) The air-gun source and its carrier balloon.

A 2005-ös kampány keretében a Siófoki-medence területén folytak mérések egy 48 csatornás analóg stream segítségével. A helykoordináták meghatározását a mérőhajón elhelyezett GPS segítségével, 20 másodpercenként, kb. 2 m pontossággal végezték. A felvett mintegy 250 km-nyi szelvényből végül közel 170 km-nyi adat került feldolgozásra (Vincze 2006; Tóth 2009b). A 2012-es újabb mérési kampány keretében, doktori munkám során felmértük a tó nyugati medencéit is (Balázs et al. 2013). A Seistec™ mérésekkel párhuzamosan végzett többcsatornás szelvényezésnél a korábbi 48 csatornás analóg hidrofon kábel mellett, egy új 64 csatornás digitális kábel is kipróbálásra került. Ennek segítségével a korábbinál sokkal jobb felbontást és nagyobb behatolási mélységet sikerült elérni (Balázs et al. 2013). A nagyjából 250 km-nyi új szeizmikus szelvényből, a sekély gázok masszív árnyékoló hatása miatt, csak 90 km-nyi sikerült értelmezésre feldolgozni (Németh 2013b). A két többcsatornás kampány mintegy 500 km-nyi szelvényéből így összesen 260 km-nyi értelmezésre alkalmas szeizmikus szelvény kerülhetett be a balatoni adatbázisba (2.1/B ábra). A fenti szelvények a Balaton Szemesi- és Siófoki-medencéit fedik le. Ettől nyugatabbra a többcsatornás felvételezések a sekély gázok jelenléte miatt nem járhatott sikerrel.

2.1.3. Az 1993-as „olasz” szelvények

Az egycsatornás Seistec™ és a „német” többcsatornás mérések alkotta hatalmas adatrendszert az ún. „olasz” nagyfelbontású, egycsatornás szelvények (HRS, *High Resolution Single Channel*) újradigitalizálása és adatbázisba illesztése tette teljessé (Visnovitz et al. 2013). Ezek a szelvények jelentették az ELTE balatoni vízi szeizmikus kutatásainak kezdetét, melyek kimutatták a módszer hatékonyságát és későbbi tudományos jelentőségét. Az 1993 júniusában zajló 8 napos felmérés egy európai uniós Tempus-projekt részeként az ELTE Geofizikai Tanszéke, a Nápolyi Egyetem és nápolyi székhelyű Geomare Sud tengerkutató intézet együttműködésében zajlott. A kutatások elsősorban a Siófoki-medence területére koncentrált, de néhány szelvény erejéig betekintett a Szemesi-medence alá is (Sacchi 2001; Tóth et al. 2010a). Az akkor alkalmazott nagy energiájú (300 J) boomer forrás és a 8 hidrofonból álló 4,6 méter hosszú streamer kábel segítségével (2.4. ábra) 100-150 méteres mélységig sikerült 0,5-1,0 méter közötti felbontásban leképzeni a tó alatti rétegsort és szerkezeti elemeket.



2.4. ábra: Az 1993-as „olasz” felmérés során használt egycsatornás műszer. A) A boomer forrás hordozó hajótest vízre eresztése a siófoki kikötőben; B) jobbra: A 8 hidrofonból álló hidrofon csoportot hordozó streamer kábel vízbe eresztése; balra: A boomer forrás mérés közben (Sacchi 2001 nyomán).

Figure 2.4. Instruments of the „Italian” survey of 1993. A) The boomer source and its carrier during its launch in the Siófok harbour. B) right: the crew is putting down the hydrophone cable consist of 8 hydrophone; left: The boomer source during measurement (after Sacchi 2001).

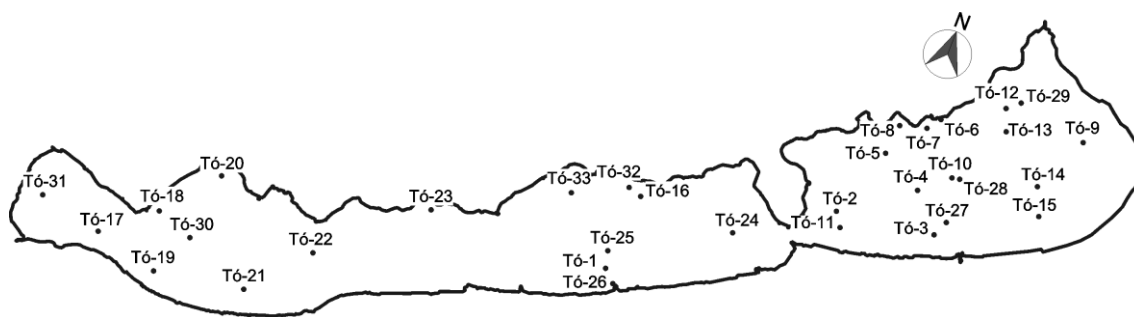
Az úttörőnek számító, mintegy 200-210 km összhosszúságú szelvényháló adatbázisba való illesztését az 1998 és 2010 között megjelent publikációk fontos eredményei (Sacchi et al. 1998; 1999; Horváth et al. 2010), valamint Marco Sacchi doktori dolgozata (Sacchi 2001) indokolta. Ezek a szelvények jó minőségük mellett átmeneti felbontást és

behatoló képességet jelentenek a Seistec™ és a többszörös adatokhoz képest, és felvételezési irányukból adódóan jól kiegészítik a nagyfelbontású, „német” többszörös szelvényhálót. Az akkoriban analóg módon, VHS videó kazettákra és papírszelvényeken rögzített anyag újrafeldolgozását doktori munkám keretében, 2012-2013-ban végeztem el (Visnovitz et al. 2013). Ennek eredményeként a szelvények jelentős részét (190 km) digitális állománnyá alakítottam (2.1/C ábra), hogy újraértelmezésre bekerülhessenek az Egységes Balatoni Szeizmikus Adatbázisba.

2.2. Kiegészítő geológiai információk (fúrások, feltárások)

2.2.1. Felhasznált fúrási adatbázisok

A hatalmas mennyiségű szeizmikus adat geológiai értelmezéséhez feltétlenül szükséges volt direkt geológiai információk integrálása is. Utóbbiak a Balaton térségében található felszíni feltárások és a tó körül mélyített sekélyfúrások rétegsoraiként álltak rendelkezésemre. Doktori munkám során két különböző fúrási adatrendszert használtam fel. Az első adatrendszer a Balaton területén mélyített Tó-1 – Tó-33 jelű mederfúrásokat tartalmazta (2.5. ábra), melyeket a Csérny Tibor vezette Balaton Aktuálgeológiai Program keretében (1987-95) mélyítettek (Csérny 2002). A fenti sekély (1-15 m-es) fúrásokhoz tartozó koordináták, litológiai leírások, palinológiai és geokémiai értékelések a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) adattárában érhetők el a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) által készített négykötetes zárójelentés formájában (Csérny et al. 2000).

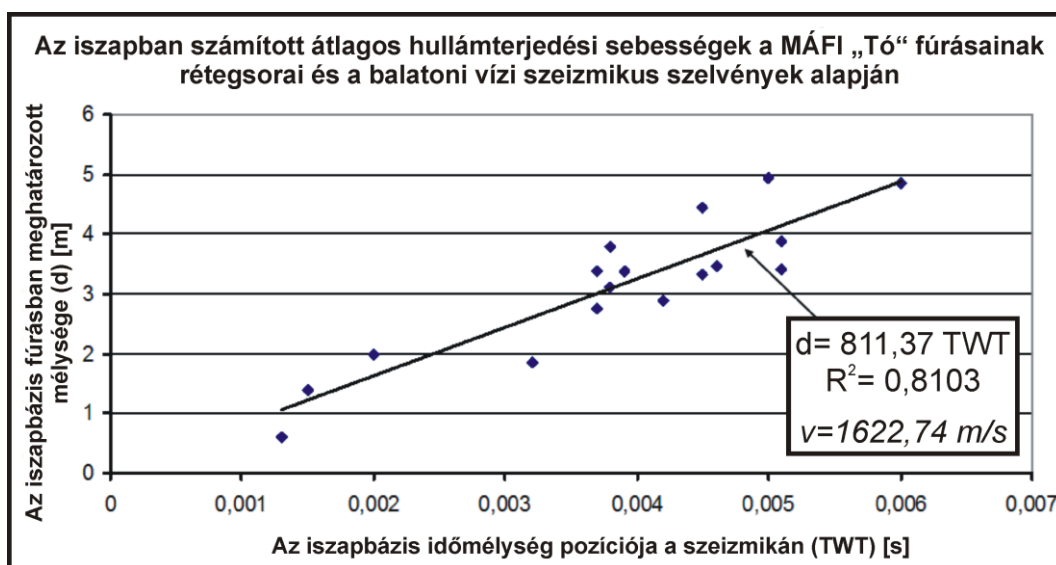


2.5. ábra: A MÁFI tavi fúrásainak elhelyezkedése az Egységes Balatoni Szeizmikus Adatbázisban.

Figure 2.5. Position of the offshore boreholes drilled by the Geological Institute of Hungary in the Integrated Seismic Database at Lake Balaton.

Az EBSzA-ba ezek a fúrások koordináta szinten kerültek be, megadva a fúrás pontos mélységét is, melyet a szeizmikus adatokhoz megfelelő sebességtér hiányában a tavi üledékek bázisát kijelölő diszkordancia felület meghatározásával tudtam időmélységbe (TWT) konvertálni. A szeizmikus idők mélységkonverziójánál a korábbi vízi szeizmikus munkák (Tóth 2003; Sacchi 2001) során alkalmazott sebességértékeket vettem alapul. A

víz esetében 1500 m/s, az iszap és pleisztocén üledékek esetében 1600-1800 m/s, míg az idősebb pannóniai üledékek esetében 2000 m/s hullámterjedési sebességekkel számoltam. A mederfúrások rétegsorában többnyire jól azonosítható volt a tavi iszap bázisa, melyet egy határozott kavicsréteg, vagy a tavi üledékeket éles átmenettel követő pannon rétegek jelölnek. Ezeknek a határoknak a tavi iszap bázisához történő illesztésével ellenőriztem az iszapra vonatkozó terjedési sebességek pontosságát (2.6. ábra). Az analízis során úgy találtam, hogy a használt értékek nagy általánosságban megfelelnek mélységkonverzióra. Az iszapon belüli sebességek egy kb. 150 m/s-os szórással jellemezhetőek. Ez a szórás az iszaprétegek litológiai változékonyságával, valamint a rétegsorban előforduló tőzeg- és gázszaturált rétegek előfordulásával magyarázható.



2.6. ábra: A szeizmikus hullámok átlagos terjedési sebessége (v) az iszapban a vízi szeizmikus szelvényeken azonosított iszapbázis és a MÁFI fúrások rétegsorainak illesztése alapján. d = az iszapbázis mélysége a fúrásokban; TWT= az iszapbázis mélységéhez tartozó kétutas futási idő.

Figure 2.6. The average velocity of seismic waves (v) in lacustrine mud of Lake Balaton based on ultra-high resolution seismic data and lithology of offshore boreholes drilled by the Geological Institute of Hungary. d = Depth of the base of the lake mud in boreholes; TWT= two-way travel time for the base of the mud reflection in seismic data.

A Balaton medrében mélyített 33 MÁFI fúrás mellett igyekeztem az adatbázisban koordináta szinten feltüntetni azokat a más szerzők által (Lóczy L., Zólyomi B. és Müller G.) publikált mederfúrásokat is, amelyek ugyancsak fellelhetők a Cserny és munkatársai által készített anyagokban (Cserny et al. 2000). Pontos koordináták hiányában ezeknek a fúrásoknak a helyzetét Tullner & Cserny (2004) fúráspont térképének georeferálásával határoztam meg. Előbbi fúrásokhoz rétegsor csak a Lóczy és munkatársai által mélyített fúrások esetében állt rendelkezésemre (Lóczy 1913).

A balatoni mederfúrások mellett további fúrási adatokhoz sikerült hozzáférnem az MBFH fúrási adatbázisán keresztül. Ezek többségében a Balaton környezetében mélyített sekélyfúrások (pár métertől pár 100 méteres talpmélységgel), melyekhez az elmúlt közel 10 év során a MFGI munkatársai által újraértékelt, formáció alapú rétegsorok tartoznak. A fúrások adatbázisba illesztése, a formációtetők bevitelével együtt történt meg, hogy a szeizmikán látható rétegsor összevethető legyen a direkt földtani adatokkal.

A fúrási adatok bevitelénél a megadott topográfiai magasságok az EBSzA referencia szintjére (104 mBf) lettek korrigálva, míg a fúrásokhoz rendelt formációtetők idő-mélység helyzetét a pannon üledékek esetében használt 2000 m/s-os hullámterjedési sebességgel számítottam ki. A fúrások ilyen módon történő illesztése, bár számos közelítést tartalmaz, a geológiai interpretációhoz teljes mértékben megfelelőnek bizonyult.

2.2.2. Analógiaként használt felszíni feltárások

A fúrási adatok mellett a felszíni feltárások azok, amelyek közvetlen segítséget nyújthatnak a szeizmikus adatok jobb megértéséhez. A Balaton környékén és a Dunántúli-középhegység északi peremén számos olyan feltárás tanulmányozható, melyek elősegítik a szeizmikán látható környezetek, elsősorban a pannon rétegsor jobb megértését. Bár jómagam nem dolgoztam közvetlenül feltárások rétegsorának leírásán, az ezekről szóló közelmúltban megjelent munkák (pl.: [Novák 2006](#); [Sztanó et al. 2010](#); [Sztanó et al. 2013a](#)) mindenképp hasznos információt jelentenek az értelmezésekhez. Fontosabb feltárások, melyeket magam is meglátogattam: a tihanyi Fehérpart szelvény (Tihanyi Tagozat), a Lóczy-tanösvény, a gejzírmező (tihanyi „gejzír”/édesvízi mészkő), a Kiserdő-tető és a Barátlakások (Tapolcai Formáció), a hegyestűi geológiai bemutató (Tapolcai Bazalt Formáció), a fonyódi várhegy oldala (Tihanyi Tagozat), a szentbékállai kötenger és a billegei kavicsbánya (Kállai Kavics Formáció). A fentiek mellett ellátogattam a Balatontól távolabbra eső feltárásokhoz is, melyek ugyancsak segítségemre voltak abban, hogy pontosabb képet tudjak formálni a Balaton alatti pannon rétegsorról. Ilyen feltárások a tatai téglagyár (Száki Formáció), a Nagy-Somlyó hegy közelében található Ivánhalálavölgy (pannon konglomerátum), az Almásneszmély-Süttő közötti homokbánya (Somlói Tagozat és Száki Formáció kontaktusa), az almásneszmélyi Disznóskúti-völgy (Somlói/Tihanyi Tagozat) és a csönget-völgyi feltárás (Zagyvai Formáció)

3. Medenceperemi pannon képződmények a Balaton alatt

A késő-miocén deltaépülés nyomai a Dunántúli-középhegység déli előterében

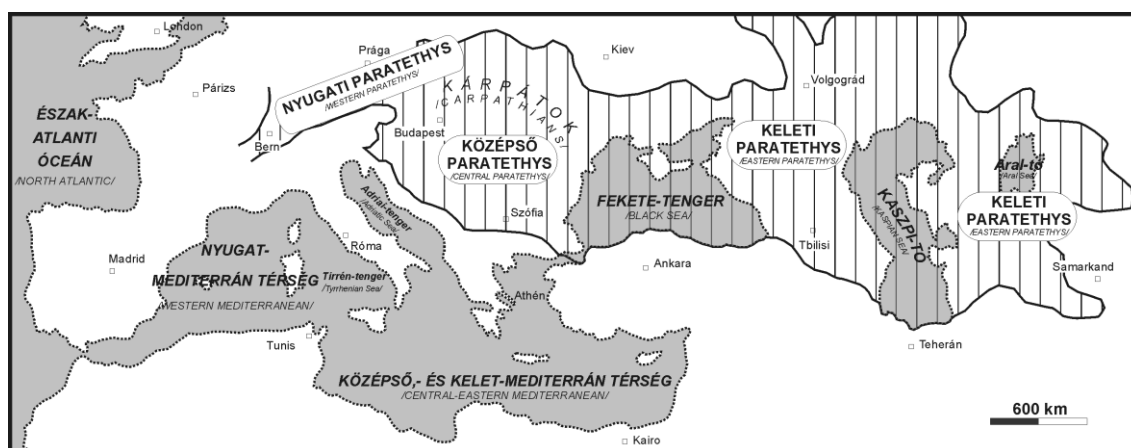
„Ha a Balaton fenekén lefúrunk [...] finom homokrétegek közé ér a fúró s ezekben haladhat le akár száz-kétszáz méterre is. Ebben a finom homokban már nem balatoni csigabigát, hanem tengeri kagylókat találunk! Hogyan kerülnek ide ezek a tengeri rétegek? Kétségtelenül úgy, hogy tenger lepte el az egész területet. [...] Ez a tenger nagyon, nagyon hosszú ideig borította el hazánkat, mert rendkívül vastag homok és agyag-lerakódásokat hagyott hátra. Az egész Dunántúlt beteregetni, helyenkint több száz méter vastag homok és agyaglerakódásokkal, az nem kis dolog. [...] El sem tudjuk képzelni, hogy honnan származik ez a teménytelen homok és agyag.” /Cholnoky Jenő, 1936/



3.1. A Pannon-tó keletkezése és a tavat feltöltő üledékes rendszerek

3.1.1. A Pannon-tó

A Középső-Paratethys részét képező Pannon-medence (3.1. ábra), a kora-miocén végén, mintegy 17-18 millió éve, az egykori Piemont-Liguria óceán utolsó maradványainak fokozatos felemésztődésével és a kárpáti ív felgyűrődésével jött létre (Horváth 2007; Magyar 2009). Közel 12 millió évvel ezelőtt ez a medence teljes mértékben izolálódott, és a késő-miocénre (~ 9,5 millió évvel ezelőtt) egy, a mai „Kaspi-tenger”-hez hasonló nagyméretű tó alakult ki (Magyar et al. 1999a). Ez volt a Pannon-tó (3.2. ábra).

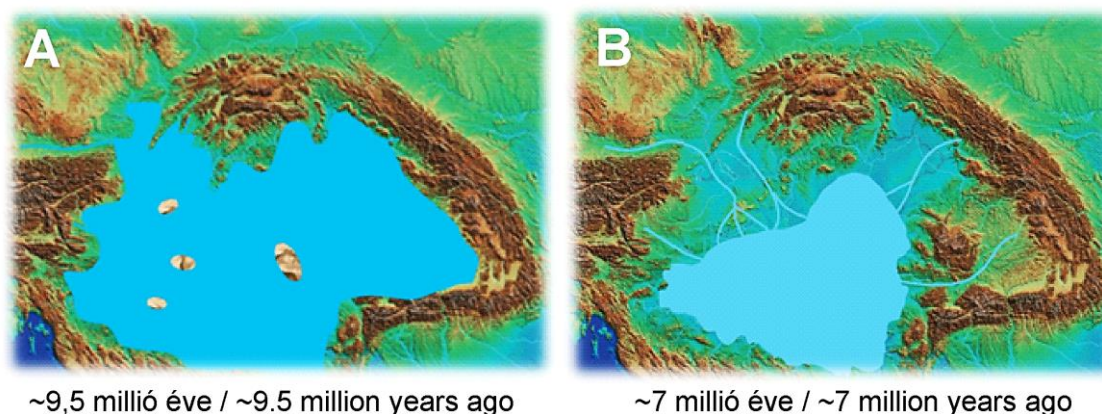


3.1. ábra: A Paratethys és egykori részmedencéi mai térképi helyzetükben (Sacchi 2001 után módosítva, Steininger et al. 1985 alapján)

Figure 3.1. Current position of the former sub-basins of the Paratethys (modified after Sacchi 2001, based on Steininger et al. 1985)

A Pannon-tó létezésének mintegy 7 millió éve alatt a Pannon-medence folyamatos feltöltődése zajlott (Magyar et al. 1999a; Magyar et al. 2013). Ez folyamat rendkívül hasonlított a mai kontinentális peremeken zajló üledékképződéshez (Magyar 2009; Magyar

et al. 2013), azzal az eltéréssel, hogy közvetlen tengeri kapcsolatok hiányában a tó vízszintje nem feltétlenül követte a globális tengerszint periodikus változásait (lásd pl.: Sztanó et al. 2012). A tó feltöltődésének menetét ugyanakkor nagyban befolyásolták az egykori batimetriai viszonyok, az üledékbehordás mértéke és a Pannon-tó relatív vízszint-változásai, melyeket elsődlegesen a medence differenciált tektonikus süllyedése és a változó klíma határozott meg (pl.: Uhrin 2011; Sztanó et al. 2013b; Törő et al. 2012).



3.2. ábra: A Pannon-tó legnagyobb kiterjedése (A, ~9,5 Ma) és partvonala a Dunántúli-középhegységen való áthaladást követően (B, ~7 Ma) (Magyar et al. 1999a alapján)

Figure 3.2. Lake Pannon in the period of its largest extension (A, ~9.5 Ma) and after “passing through” the Transdanubian Central Range (B, ~7 Ma) (based on Magyar et al. 1999a)

Korábbi kutatások alapján a medencét feltöltő üledékek két fő forrásterületről származnak (Alpi – Ny-Kárpáti, illetve ÉK – K-Kárpáti), melyekhez egy ÉNy–DK-i („Paleo-Duna”), valamint egy ÉK–DNy-i („Paleo-Tisza”) szállítórendszer rendelhető hozzá (Magyar 2009; Magyar et al. 2013). Az üledékeket szállító nagy folyók az egykori tó peremein hatalmas deltarendszereket építettek, melyek fokozatosan feltöltötték a medence mélyebb részeit, és kiegyenlítették az egykori a térszint. A feltöltődés Magyar et al. (2013) eredményei alapján nagyjából a 11,6 Ma és 5,3 Ma között zajlott, és alapvetően két fázisra osztható (Magyar et al. 1999a; Csillag et al. 2010b; 3.2. ábra). A kezdeti időszakban (~11,6-9,5 Ma) a csapadékosabbá váló klíma hatására a tó relatív vízszintje fokozatosan emelkedett (transzgresszív fázis; 3.2/A ábra), míg ezt követően (~9,5-5,3 Ma) a nagymértékű üledékbehordás dominált, és a partvonal egyre inkább a nyílt víz irányába tolódott (regresszív fázis; 3.2/B ábra). Biosztratigráfiai és szeizmikus kutatások alapján a tó kb. 9,5 millió éve elérhette el maximális kiterjedését, amikor is a Pannon-medencében mindössze néhány markáns aljzatmagaslat (pl.: a Dunántúli-középhegység egyes részei, a Mecsek, és néhány nagyobb vulkán) emelkedhetett a vízszint fölé (Magyar et al. 1999a). A tó feltöltődését alapvetően normál regresszió uralta, melyet időről-időre kisebb előntési

események szakítottak meg (Sztanó & Magyar 2007; Sztanó et al. 2013a). Ezek a ciklikusan ismétlődő, pár 10 méteres relatív vízszintemelkedések a szeizmikus szelvények és mélyfúrások rétegsorai alapján jól dokumentálhatók, és a Pannon-medence pannóniai korú üledékeinek szekvenciasztratigráfiai értelmezésének kulcsát jelentik (pl.: Sztanó & Magyar 2007; Sztanó et al. 2013a,b).

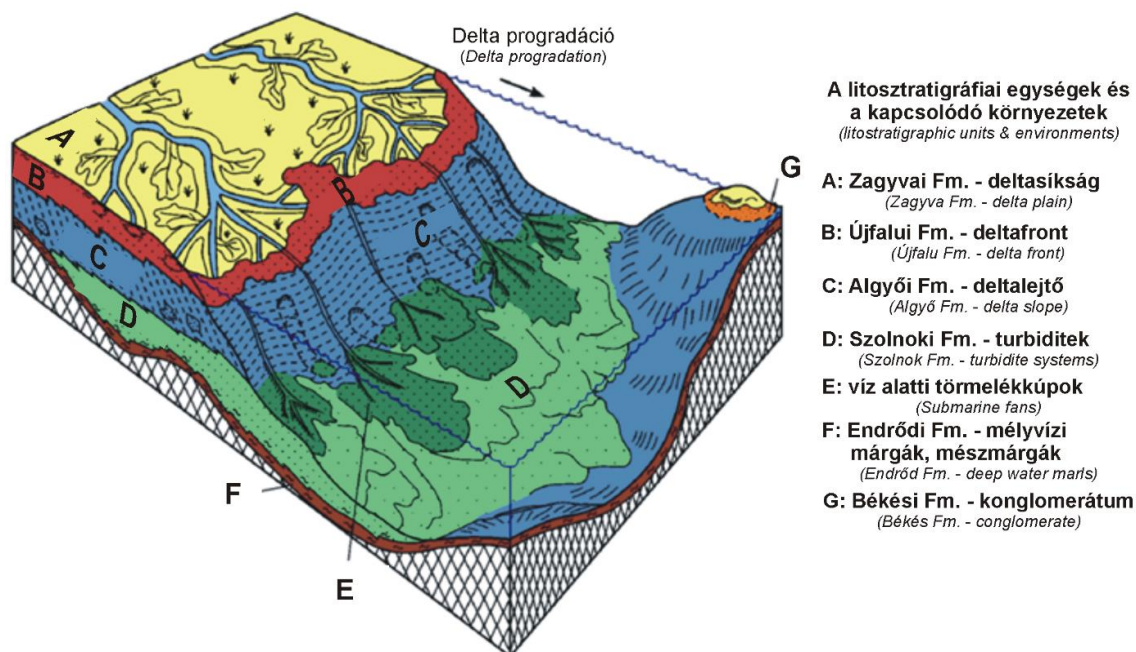
3.1.2. A Pannon-tó feltöltődése ipari szeizmikus szelvények és fúrási adatok alapján

A Pannon-tavat kezdetben olyan tálszerű mélyedésnek gondolták, melyben az üledékek közel párhuzamos és az egész medencében folytonosan követhető rétegek formájában rakódtak le. Ennek a „rakott palacsinta” képnek a fényében a tó üledékeit két rétegtani (*sztratigráfiai*) egységre bontották: 1) a mélyvízi rétegeket magába foglaló alsó- és 2) a sekélyvízi képződményeket képviselő, és időben fiatalabbnak gondolt felső-pannóniai összletre. Az 1900-as évek végén a „palacsinta modell” ellentmondásba került a biosztratigráfiai adatokkal (Magyar 2009), ami miatt a földtudományokban az nézet kezdett elterjedni, hogy a korjelzőnek gondolt puhatestűek csak környezetjelzőként használhatók, korjelzőnek azonban alkalmatlanok (Magyar 2004). A „biosztratigráfia válságát” végül a '80-as évek ipari szeizmikus kutatásai és a szelvények új üledékföldtani értelmezése oldotta fel (pl.: Bérczi & Phillips 1985; Mattick et al. 1985, 1988; Pogácsás & Révész 1987; Pogácsás et al. 1988).

A '80-as és '90-es évek szeizmikus szelvényein a kutatók szisztematikusan előre épülő lejtőklinoformokat ismertek fel, melyek a kontinentális peremek sziliciklasztos üledékes rendszereinek sajátjai. Ezt a szeizmikus geometriát a „deltalejtő” elnevezéssel illették, és a lejtő különböző részeit a mélyfúrásokból ismert formációkkal (Endrődi, Szolnoki, Algyői, Újfalui, Zagyvai Formációk) hozták kapcsolatba (pl.: Bérczi & Phillips 1985; Bérczi 1988; Juhász 1992; 1994; 1998; Juhász et al. 2006; 3.3. ábra). Ezzel az üledékképződési modellel már a puhatestűeken alapuló kronosztratigráfiai is összeegyeztethető volt (lásd pl.: Magyar et al. 1999b), és nyilvánvalóvá vált, hogy az egyes rétegek fiatalodása nem csak a mélységgel, hanem a lejtőépülést követő laterális változások formájában is jelentkezik (Magyar 2009). A fenti formációk, tehát medence léptékben idő-transzgresszívek.

A „deltalejtő” kifejezést később a „selflejtő” (Magyar 2009; Horváth et al. 2010; Uhrin & Sztanó 2013; Sztanó et al. 2013b; Törő et al. 2012) elnevezés váltotta fel, azt szemléltetve, hogy az ipari szeizmikus adatokon felismerhető *klinoformok* valójában nem a pár 10 méteres vízmélységű selfen épülő delták, hanem a viszonylag sekély ($n \cdot 10$ m)

és a mély víz ($n \cdot 100$ m) határán elhelyezkedő, ún. selfperemi lejtőt képezik le (Helland-Hansen & Hampson 2009; lásd F2. függelék).



3.3. ábra: A pannon litosztratigráfiai egységek és ipari szeizmikán látható lejtőkörnyezetek kapcsolata (Juhász 1998 alapján)

Figure 3.3. Correlation of Late Miocene lithostratigraphic units and sedimentation along the slope observed in industrial seismic data (after Juhász 1998)

3.1.3. A Pannon-tó relatív vízszint változásai

Az ipari szeizmikus megfigyelések alapján a Pannon-tó relatív vízszintje a tó feltöltődése során folyamatosan változhatott (Vakarc et al. 1994; Vakarc 1997; Csató et al. 2007; Horváth et al. 2010; Sztanó et al. 2013b; Csató et al. 2013; 2015; stb.). A ma leginkább elfogadott modell szerint a medencealjzat differenciált süllyedése és a klimatikus hatások szakaszosan emelkedő relatív vízszintet hoztak létre, és az általános regresszió folyamatát ezáltal, időről-időre kisebb előntési események szakíthatták meg. A szeizmikus vizsgálatok alapján az üledékbetöltés többnyire lépést tartott a relatív vízszintváltozásokkal, ami stagnáló relatív vízszint esetén ún. *progradáló* (előreépülő), míg emelkedő relatív vízszint esetében ún. *aggradáló* (felfelé és előre épülő) egységeket hozott létre. A Pannon-tó üledékképződésére e két üledékképződési mód ciklikus váltakozása volt jellemző, melyeket a tengeri szekvenciasztratigráfia nevezéktana szerint korai és kései nagyvízi rendszeregységekként foghatunk fel (lásd pl.: Sztanó et al. 2013b; Uhrin & Sztanó 2013).

Egyes szerzők (Vakarcz et al. 1994; Vakarcz 1997; Csató et al. 2007; 2013; 2015; Horváth et al. 2010; stb.) szerint a Pannon-tó relatív vízszintje nem kizárólag csak emelkedett vagy stagnált, hanem az üledékes rekordban a relatív vízszintemelkedéssel egyenrangú vízszintesési események is azonosíthatók. Ezek az események, ha nem is közvetlenül, de korreláltathatók lennének a globális tengerszintváltozásokkal, vagyis a tó a klaszikus szekvenciasztratigráfiai ciklusokat követné. Hogy ténylegesen mekkora és milyen irányú relatív vízszintváltozások lehettek az egykori Pannon-tóban, máig vitatott kérdés. A szerzők általában egyetértenek abban, hogy a relatív vízszintemelkedés ipari szeizmikus léptékben jól követhető (30 métert meghaladó), de hogy vannak-e ezzel azonos nagyságrendű vízszintesési események, abban a földtudománnyal foglalkozók véleménye mindmáig megosztott.

3.2. Pannon üledékek a Dunántúl területén

3.2.1. A Középhegység vízborítottsága a pannóniai korszakban

A Pannon-tó létezése idején a Dunántúli-középhegység többnyire szárazulat volt, és a késő-miocén elején (kb. 9,5-10 Ma) félszigetként emelkedett az egykori tó vízszintje fölé (*Középhegységi-félsziget*; lásd: Magyar et al. 1999a, Csillag et al. 2010b; Sztanó et al. 2010; Tóth et al. 2010a). Ennek a félszigetnek a peremeit a környező mély medencékkel (Duna-medence, Zala-medence, Mezőcsokonyai-árok) ellentétben sekély, mindössze néhány 10 méteres víz borította. A Kisalföld feltöltését követően, az ÉNy felől érkező „Paleo-Duna” deltarendszer áthaladt az időközben víz alá kerülő középhegységi területeken is, és azokat pannon üledékekkel fedte be (lásd pl.: Sacchi et al. 1999, Horváth et al. 2010, Csillag et al. 2010b, Sztanó et al. 2013a). A Középhegység fokozatos kiemelkedésével a pannon üledékek nagy része lepusztult (Csillag et al. 2010a; Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2011; Sebe et al. 2011), és mára újból az idősebb mezozoós – paleozoós alaphegység került a felszínre (Lóczy 1913; Budai et al. 1999).

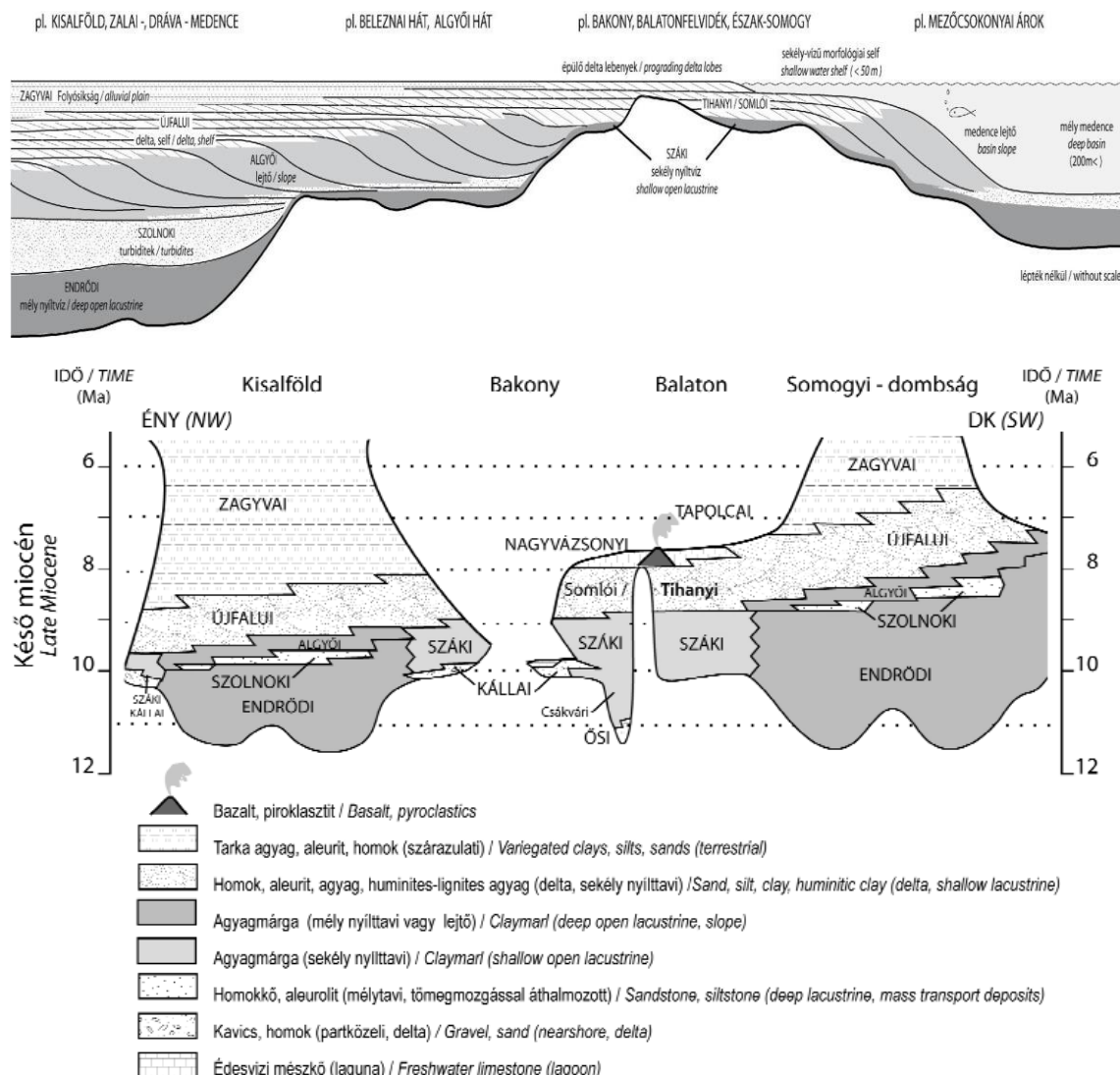
A Balaton-felvidéki fúrások és feltárások rétegsorai alapján a Középhegység területén elhelyezkedő mai medencékben (pl.: Tapolcai-, Káli-medence), a deltarendszer áthaladása során akár több 100 méter pannon üledék is lerakódhatott (Lóczy 1913; Cserny 1985). A feltöltés maximális vastagságát és az azt követő egykori felszínt a Balaton-felvidék késő-miocén – pliocén vulkánizmusának (kb. 7,9-2,8 Ma; Martin & Németh 2004) nyomait őrző tanúhegyek alapján lehet rekonstruálni (pl.: Németh & Martin 1999; Né-

meth et al. 2003). Ezen munkák alapján a Középhegység elöntése nyilvánvaló, ugyanakkor az, hogy bekövetkezett-e a terület teljes vízborítása továbbra is nyitott kérdés maradt. A legújabb kutatások (pl.: Horváth et al. 2010; Törő et al. 2012; Sztanó et al. 2013a) azt a modellt favorizálják, miszerint a Középhegység a Pannon-tó legnagyobb kiterjedése idején (~9,5 Ma; Magyar et al. 1999a) rövid időre teljes egészében víz alá kerülhetett. Véleményük szerint ebben az időszakban, a Pannon-tavat feltöltő nagyobb folyók akadálytalanul áthaladhattak a Balaton-felvidék területén, mely akkoriban ún. „bypass” területként működött (3.2. és 3.4. ábra). Bár a Pannon-tó feltöltődésének ebben a szakaszában a selflejtő előreépülésére a Középhegység minden kétséget kizárólag hatással volt (a fő üledékképződési folyamatokat a Zalai-medence mély vizű területi felé terelte; Uhrin 2011), a somogyi szeizmikus adatokon látható szisztematikus délies self-progradációs irányok (Törő et al. 2012), valamint a Középhegység északi peremén azonosított, a hegység tengelyére látszólag merőleges, és a Kisalföld felé visszabillentett self-klinoformok (pl.: Cziczer et al. 2009; Uhrin & Sztanó 2013), a fenti elgondolást látszanak igazolni.

3.2.2. Üledékképződés a Középhegység környezetében

A „Paleo-Duna” deltarendszer áthaladását megelőzően a Középhegységi-félsziget déli előterében egy maximálisan néhány 10 méteres vízzel elárasztott self-terület lehetett. A szarmata végén, a partközeli sekély vízben biogén mészkő (Tinnyei Formáció), míg a nyílt vízben agyagmárga (Kozárdi Formáció) rakódott le egymás heteropikus fácieseként. Az ezekkel szomszédos szárazulat eróziósan kitett volt (Jámbor 1980). A Pannon-tó transzgressziója során (~11,6-9,5 Ma) a középhegységi magaslatot fokozatosan elárasztotta víz. Ezt az eseményt jelzik a *Congerina czjzeki* ősmaradványokban gazdag Száki Agyagmárga rétegei és a Középhegységről lepusztuló kavicsos-homokos közetanyagú Kállai Formáció (Magyar et al. 1999a; Sacchi 2001; Cziczer et al. 2009, Csillag et al. 2010b; Sztanó et al. 2010; 2013a). A Száki Formáció őslénytani és szedimentológiai kutatások alapján a tartósan víz alá kerülő, többnyire jól átvilágított és oxigénnel megfelelően ellátott szublitorális zónában (20-90 m-es vízmélység mellett) ülepedett (Cziczer et al. 2009), és részben heteropikus fáciese volt az esetenként rátelepülő, vagy vele összefogazódó Kállai Kavicsnak (Csillag et al. 2010b). Sztanó et al. (2013a) modelljében ezt a Száki Formációt mint a Pannon-tó egykori aljzatmagaslatai fölött ülepedő, durvább törmelékektől mentes, a feltöltő folyók torkolataitól igen távol eső nyílt vízi üledék értelmezi. Ennek megfelelően úgy véli, hogy ez a formáció a Dunántúlon még a „Paleo-Duna”

deltarendszer áthaladását megelőző időszakban rakódhatott le, és kizárólag finomszemcsés lebegtetett anyagot tartalmaz (3.4. ábra).



3.4. ábra: A „Paleo-Duna” deltarendszer áthaladása a Dunántúli-középhegység területén (~9,5-7 Ma) és „medenceperemi formációk” (Tihanyi és Somló Tagozat) kapcsolata a „mélymedencék” rétegsorával (Sztanó et al. 2013a alapján)

Figure 3.4. The bypass of the „Paleo-Danube delta system” over the Transdanubian Central Range (approx. 9.5 to 7 Ma) and the correlation of „basin margin formations” (Tihany and Somló Members) to „deep basin formations” (Sztanó et al. 2013a)

Kb. 9 millió éve, amikor a „Paleo-Duna” deltarendszer Kisalföld felől fokozatosan előreépülő deltái elérték a Középhegység északi peremét, az üledékképződési folyamatok jellege erősen megváltozott. A pannon rétegsort innentől a mai Balaton területén is áthaladó sekélyvízi delták határozták meg (Magyar et al. 2013; Sztanó et al. 2013a). Az ÉNy felől érkező folyók hordaléka gyorsan és nagy hatékonysággal tölthette fel Középhegység sekély vízzel borított előterét, mely előbb deltasíksággá, majd később alluviális síksággá alakult át.

Korábbi munkák (pl.: [Budai et al. 1999](#); [Sacchi et al. 1998](#); [1999](#); [Horváth et al. 2010](#)) a dunántúli sekély vízben leülepedő pannon üledékeket két „medenceperemi formációhoz”, a Tihanyi és Somlói Formációhoz kapcsolták. Ezt a két rétegtani egységet [Jámbor \(1980\)](#) vezette be mint a Felső-Pannóniai Formációhoz tartozó tagozatokat. [Jámbor \(1980\)](#) már akkor felhívta a figyelmet a két egység elkülönítésének nehézségeire és „fácies” jellegére. Később [Budai et al. \(1999\)](#) a Tihanyi Formációt mint deltasíksági üledék együttes, a Somlói Formációt pedig mint a sekélyvízben előreépülő delták deltalejtő fáciese értelmezte.

A Száki, Kállai, Somlói, Tihanyi Formációk a Balaton környezetében és a Középhegység északi pereme mentén számos felszíni feltárásban tanulmányozhatók, és napjainkra igen részletesen leírásra kerültek (pl.: [Jámbor 1980](#); [Cziczser et al. 2009](#); [Csillag et al. 2010b](#); [Tóth et al. 2010a](#); [Sztanó et al. 2010](#); [Sztanó & Haas 2012](#); [Sztanó et al. 2013a](#)). A megfigyelések alapján [Sztanó et al. \(2013a\)](#) javaslatot tettek a fenti „medenceperemi”/”hegységperemi” jelzővel illetett formációk, és a szénhidrogén kutató mélyfúrásokból ismert regionális formációk (Zagyvai, Újfalui, Algyői, Szolnoki, Endrődi) korrelációjára is. A szerzők arra jutottak, hogy a transzgresszióhoz kötődő kavics- és agyagmárga rétegek felett elhelyezkedő Somlói és Tihanyi rétegsor a mélymedencékben azonosított Újfalui Formációnak feleltethető meg. Ennek megfelelően [Sztanó et al. \(2013a\)](#) az Újfalui Formációt a Pannon-tó üledékes kőzetekből felépülő ún. „*morfológiai selfje*” felett épülő sekélyvízi delták egymásra szuperponálódó sorozataként értelmezte (3.4. ábra). Ugyanezek a rétegeket a szénhidrogén-kutató szeizmikus szelvényeken többnyire egymás feletti, közel párhuzamos reflexiókként, míg a petrofizikai (ellenállás, természetes gamma és saját potenciál) szelvényeken 30-50 m-es felfelé durvuló ciklusokként jelentkeznek (lásd pl.: [Törő 2011](#)). [Sztanó et al. \(2013a\)](#) felfogásában ezek a ciklusok [Juhász \(1992\)](#) korábbi modelljével ellentétben, nem a deltasíksági csatornakitöltéseket vagy torkolati zátonyokat jelölik, hanem a sekély (pár 10 méteres) vízben gyorsan előreépülő partközeli delták anyagát tartalmazzák. A fentiek fényében szerzők javasolták a Somlói és Tihanyi Formációk tagozattá való visszaminősítését (immáron az Újfalui Formáció részeként), melyet a rétegtani bizottság 2013. májusában jóvá is hagyott.

El kell ismerni, hogy a fenti modell igen tetszetős, és a rendelkezésre álló szeizmikus anyagok segítségével könnyen indokolható. A modell emellett kényelmes is, mert egységesen kezelhetővé teszi a „medenceperemi” és „mélymedence” formációk kérdéskörét. A fentiek fényében dolgozatomban további részében én is ezt az üledékképződési modellt fogadom el, és a hozzá tartozó rétegtani nevezéktant alkalmazom.

3.2.3. A Balaton alatti pannon rétegsor

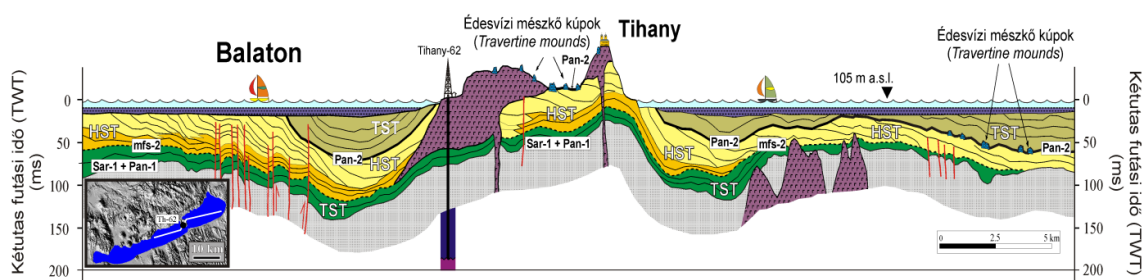
A XIX. század végén mélyített balatoni fúrások a tavi iszap alatt a tóköri környéki feltárásokból ismert pannon-tavi molluszkákat hoztak a felszínre, melyek egyértelműen igazolták, hogy a Balaton medre alatt pannon képződmények találhatók (Lóczy 1913). Bár a fúrások és feltárások alapján a pannon üledékek dőlését és települési viszonyait Lóczy (1913) néhány földtani szelvény formájában már ekkor előre jelezte, a rétegsor térképezése és részletes vizsgálata még közel egy évszázadot váratott magára. Az ehhez szükséges adatokat az ekkor még újdonságnak számító vízi szeizmikus kutatások szolgáltatták (Cserny & Corrada 1989; Sacchi et al. 1998; 1999; Tóth et al. 2010b).

A korai vízi szeizmikus megfigyelések alapján a Balaton alatti pannon rétegek általában enyhe, néhány fokos dőlést mutatnak. Ez többnyire nem az egykori települési viszonyokat tükrözi, hanem a Dunántúli-középhegység kiemelkedéséből adódó DK-i kibillenés és neotektonikus fázisban kialakult szerkezeti deformációk (finom redőzöttség) következménye (Sacchi et al. 1999; Bada et al. 2010; Horváth et al. 2010). A vízi szeizmikus szelvények többségén a fenti dölések miatt a pannon horizontok térképezhetősége erősen limitált. Az ultranagy felbontású SeistecTM szelvényeken a pannon rétegek É-ÉNy felé általában néhány kilométeren belül kiemelkednek a tavi iszap bázisát jelentő diszkordancia felületen, míg D-DK-i irányban a térképezésüknek a mérések behatoló képessége szab határt. Az egycsatornás „olasz”, illetve a többcsatornás „német” szelvények segítségével a horizontok bizonyos esetekben nagyobb távolságra is követhetők, és ezáltal a SeistecTM szelvényeken látható pannon „mozaikok” a tó különböző részei között korrelálhatóvá válnak. Ez a korreláció azonban csak akkor lehetséges, ha a vizsgált rétegek egykori települési viszonyai közel vízszintesek voltak, és ebből adódóan nem végződnek el a pannon rétegsoron belül.

A szeizmikán látható markáns reflexiók nagy része olyan diszkordancia felület, mely felülről lelapolódásokkal (*downlap*) alulról pedig eróziós lefejezéssel (*truncation*) vagy fellapolódásokkal (*toplap*) jellemezhető (pl.: Sztanó & Magyar 2007; Tóth et al. 2010a; Horváth et al. 2010). Ezen reflexiók mentén a pannon rétegsor jól meghatározott üledékes egységekre (kötegekre) osztható. A legtöbb kötegen belül a reflexiók pár fokos dőlést, és progradáló jelleget mutatnak.

Sacchi et al (1998; 1999) majd később Horváth et al. (2010) a Balaton alatti pannon rétegsorban felismerhető diszkordancia felületeket regionális szénhidrogén-kutató szeizmikus szelvényekkel összekapcsolva értelmezte, és a szekvenciasztratigráfia szabályait

követve (Vail 1977; Catuneanu 2006) harmadrendű szekvenciákat¹ különített el a dunántúli térségben. Az 1993-as olasz szelvények és az ipari szeizmikus adatok korrelációja alapján arra jutottak, hogy a Balaton alatt is követhető egy harmadrendű határ (Pan-2), mely két klasszikus értelemben vett szekvenciális egységre (Vail et al. 1977) osztja a tó alatti rétegsort (3.5. ábra). Úgy vélték, hogy a térségben lerakódott Száki Agyagmárga (összhangban Magyar et al. (1999a) klimatikus modelljével) a középhegységi előtér elöntését jelzi, és az idősebb (PAN-2) szekvenciális egység transzgresszív rendszeregységének (TST) feleltethető meg. Ebből kifolyólag a Száki Formáció tetőszintjét maximális elöntési felszínként (mfs-2) értelmezték. A mai értelemben vett Tihanyi és Somlói Tagozatokat ugyanennek a PAN-2 szekvenciának a nagyvízi (HST) rendszeregységeként azonosították, míg a Pan-2 szekvenciahatár feletti összletet már a következő (PAN-3) ciklusba sorolták.



3.5. ábra: A Balaton alatti pannon rétegek korrelációja a Tihanyi-félsziget rétegsorával és a Pan-2 szekvenciahatár pozíciója (Horváth et al. 2010).

Figure 3.5. Correlation between the Fehérpart outcrop (Tihany) and high-resolution seismic profiles at Lake Balaton (Horváth et al. 2010). Profile also mark the Pan-2 horizon, which was interpreted as a third order sequence boundary.

Horváth et al. (2010) a Pan-2 szekvenciahatárt egy diszkordancia felület mentén jelölték ki a vízi szeizmikus szelvényeken és a Tihanyi-félsziget vulkanitjainak, pontosabban a félsziget édesvízi mészkőkúpjainak („gejzíritek”) bázisszintjével korrelálták. A korreláció alátámasztására a szekvenciahatár mentén felismerhető, nagy amplitúdójú ún. „buckás-pados” alakzatok használták fel, melyeket édesvízi mészkőkúpokként értelmeztek. Elfogadva a két felület azonosságát, a szerzők nemcsak a félsziget feltárásai és a vízi szeizmika között teremtettek kapcsolatot, hanem a tihanyi vulkanizmus korának ismeretében (Wijbrans et al. 2007) a Balaton alatti rétegek abszolút korát is megadták.

¹ Néhány millió éves üledékciklus, melyet alapvetően a globális tengerszintváltozás (eusztázia) és a tektonikus süllyedés kontrolálta ún. relatív vízszintváltozás valamint a területre jellemző üledékbehordás mértéke határoz meg (Vail et al. 1977)

Sztanó & Magyar (2007) a 2005-2007 között mért újabb Seistec™ adatok alapján kisebb, negyed-, illetve ötödrendű üledékes ciklicitásra hívták fel a figyelmet. Az ultranagy felbontású Seistec™ adatokon megjelenő, markáns diszkordanciahatárokat ők mint negyed-, ötödrendű paraszekvencia határokat, míg a többcsatornás német szelvényeken felismerhető nagyobb progradáló egységeket deltalebenyekként értelmezték (Sztanó & Magyar 2006; Sztanó et al. 2013a). Felismerték, hogy a fenti reflexiók pár métertől néhány 10 méter vastagságú paraszekvenciális egységekre osztják a pannon rétegsort, melyek egy nagyságrendbe esnek a Balaton környéki sekélyfúrások karotázsgörbéin azonosítható, felfele durvuló ciklusokkal. A két adatrendszert ennek megfelelően szisztematikusan korrelálhatónak vélték. Bár sor került számos tó környéki fúrás karotázsgörbéinek digitális feldolgozására (Szick (2010) majd Fucker (2014)) a szekvenciasztratigráfia-vizsgálatokra tett kísérletek egyelőre nem tudtak egyértelmű korrelációt adni a fúrások és a szeizmikus szelvények között.

3.3. A balatoni pannon rétegsorral kapcsolatos új megfigyelések és azok értelmezése

3.3.1. A pannon rétegek vizsgálatához kapcsolódó módszerek áttekintése

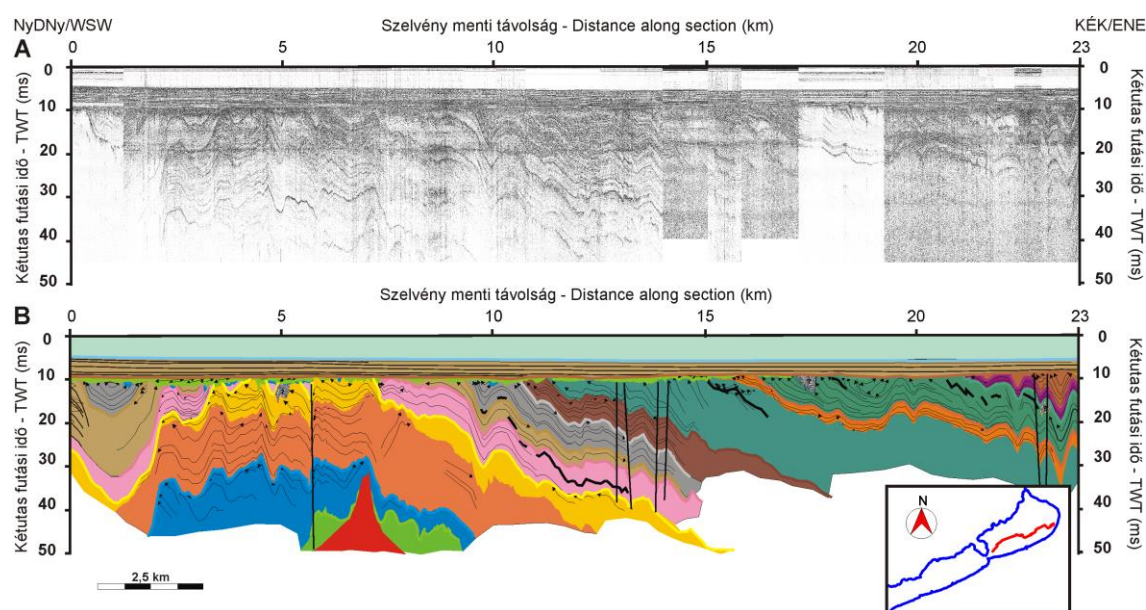
Doktori munkám során a pannon rétegsor szisztematikus térképezését és fúrásokkal történő korrelációját végeztem el. Az ultranagy felbontású Seistec™ adatokból kiindulva markáns reflexiók mentén paraszekvenciális egységekre tagoltam a tó alatti pannon üledékeket, majd a térképezett horizontokat a nagyfelbontású („német” és „olasz”) szelvények segítségével korreláltam és értelmeztem. A munka során azonosított paraszekvenciahatárokat „ps”, míg a hozzájuk kapcsolódó paraszekvenciákat „PS” jelöléssel láttam el. A határokat az idősebb rétegektől a fiatalabb rétegek felé haladva számoztam meg.

Elsőként a Siófoki-medence rétegsorával foglalkoztam, majd az újonnan felmért nyugati medencék vizsgálatát, és a különböző részmedencék rétegsorának korrelációját végeztem el. A Siófoki-medence térképezésénél még nagyban támaszkodhattam korábbi munkák eredményeire (Sacchi et al 1998; 1999; Vincze 2007; Tóth & Vincze 2007; Szafián et al. 2007b; Sztanó & Magyar 2007; Földvári 2009; Tóth 2009b; Tóth et al. 2009b; Bada et al. 2010; Horváth et al. 2010), ugyanakkor a nyugati medencerészek térképezése és értelmezése új tudományos kihívást jelentett. A korábbi ismereteket számos új megfigyeléssel egészítettem ki, majd részben újraértelmeztem.

A fenti vizsgálatok mellett térképeztem a pannon rétegek bázisát is, valamint megfigyeltem a különböző paraszekvenciák belüli szeizmikus mintázatokat. A regionálisan követhető határok segítségével nagyobb léptékű üledékes sorozatokat határoltam le. A nagyobb léptékű ciklusokon belül meghatároztam a progradáció irányát, mely alapján az egykori feltöltődés menetére tudtam következtetni. A progradációs mintázatok vizsgálata mellett, a rétegsor felépítése alapján, megfigyeléseket végeztem a Pannon-tó relatív vízszintváltozásra vonatkozóan is. A fenti változások rekonstrukciójára az ún. „lejtőperem trajektóriakövetés” módszerét alkalmaztam (lásd F3. függelék).

3.3.2. A Balaton alatti pannon rétegsor felépítése a SeistecTM adatok alapján

Az ultranagy felbontású vizsgálatok alapján a Siófoki-medence területén tett megfigyeléseim igen jó egyezést mutattak a korábbi munkákban tett megállapításokkal (Visnovitz 2012). A Siófoki-medence területén 13 különböző paraszekvenciahatár (ps1-ps13) sikerült nagy részletességgel követnem, melyek alapján 13 paraszekvenciális egységet (PS1-PS13) különítettem el (3.6. ábra). A vizsgált pannon rétegsor összesített vastagsága meghaladja a 200 métert.



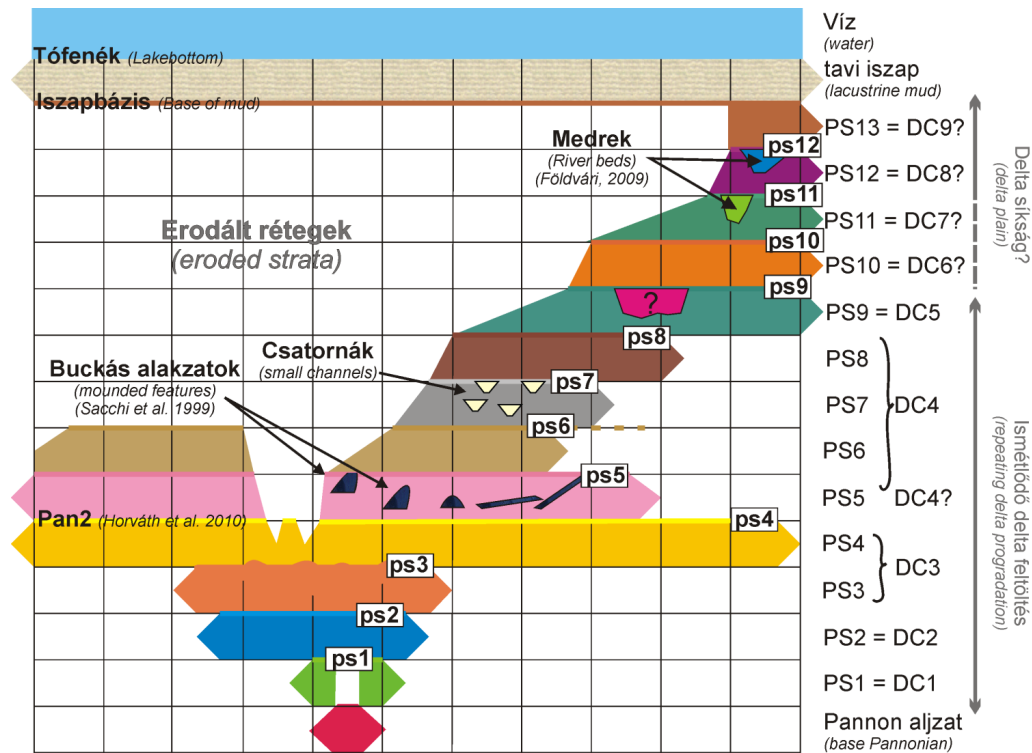
3.6. ábra: Ultranagy felbontású kompozit szelvény (A) és értelmezése (B) a Siófok-medencén keresztül, mely mutatja a medence alatti pannon rétegek regionális rétegtani szerkezetét, dőlési viszonyait és paraszekvenciális felosztását (lásd 3.7. ábra).

Figure 3.6. Ultrahigh resolution composite profile (A) and its interpretation (B) across the Siófok basin to show regional architecture, dip and parasequential units of Pannonian strata (see Figure 3.7) below this sub-basin.

A térképezett rétegek dőlése a terület általános DK-i dőlését követi, de ezt lokálisan egy, a tó tengelyéhez közel eső, Siófok és Alsóörs között elhelyezkedő antiklinális szerkezet módosítja. Ebben a medencében a jól térképezhető horizontok közel párhuzamos diszkordanciafelületekként értelmezhetők (3.6. ábra), de néhány paraszekvencia esetében (PS3, PS6 és PS7) már a Siófoki-medence területén is jól követhető vastagságváltozás mutatható ki. Utóbbi azt jelzi, hogy a fenti üledékes egységek felső határai már eredeti települési helyzetükben sem voltak vízszintesek.

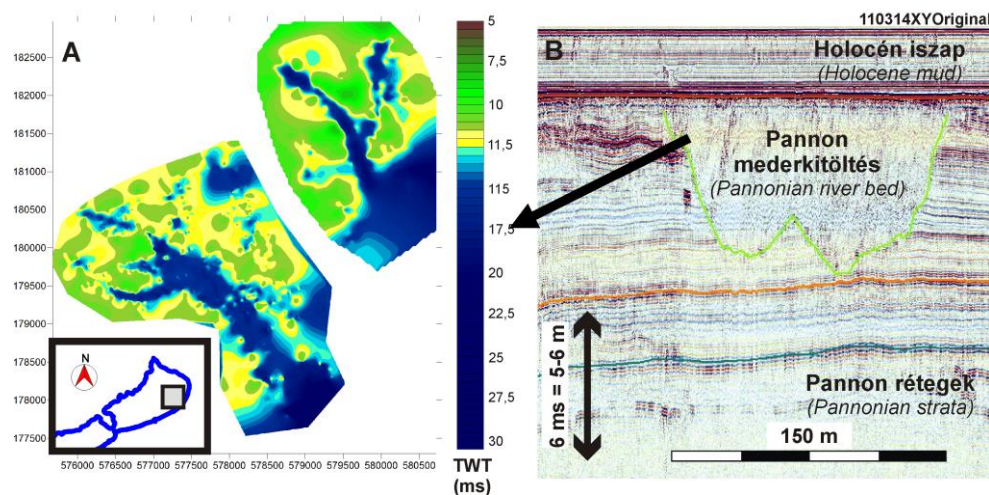
A térképezett paraszekvenciák vastagsága általában 2-15 méter között változik. Szeizmikus fáciesük többféle lehet. Például a PS6 egységet általában kis amplitúdójú reflexiók jellemzik, melyek a Tihanyi-félsziget keleti oldalán rendre lefejeződnek. Ezzel szemben a PS7 illetve PS8 kötegekben számos közel párhuzamos, és viszonylag erős reflexió követhető, a PS1 és PS4 egységeket pedig a kötegen átívelő, markáns reflexiók jellemzik. A Siófoki-medencében térképezhető mintegy 200 méter vastagságú összletet reprezentáló paraszekvenciák előfordulását a vastagságviszonyok mellőzésével, a 3.7. ábrán látható rétegtani diagramban foglaltam össze.

A paraszekvenciákon belül számos szeizmosztartigráfiai jelenség figyelhető meg. Ezek közé tartoznak azok a buckás-pados alakzatok, melyek [Sacchi et al. \(1999\)](#) és [Horváth et al. \(2010\)](#) értelmezésben a Tihanyi-félsziget gejziritjeivel korrelálhatók (PS5 ciklus; [Visnovitz et al. 2014b](#)), illetve az a néhány akusztikusan kemény felszín (szeizmikus reflexiók és reflexió szakaszok), melyek bizonyos ciklusokon belül, legtöbbször a ciklus felső határához közel vagy esetenként azt keresztezve jelentkeznek (3.6. ábra; PS5,6,8,9,11). További figyelemre méltó szeizmikus objektumokat jelentenek az alig 0,5 méter mély csatornácskák (PS7-8), vagy az akár több 100 méter széles, és 6-8 méteres mélységet is elérő folyómedrek, melyek elsősorban a rétegsor fiatalabb szakaszában (Balatonvilágos előtt) követhetők (PS9,11,12). Utóbbi mederbevágódásokat [Földvári \(2009\)](#) az egykori deltasíkságon átfutó folyók kezdetben meanderező, majd fonatossá váló medreiként értelmezte, melyek DK-i irányban, az egykori selfperem felé haladhattak. A Balatonvilágos környéki medreket magam is vizsgáltam és térképeztem. A térképezés eredményei a 3.8. ábrán láthatók.



3.7. ábra: A Siófoki-medence területén értelmezett parasekvenciális egységek és a hozzájuk kapcsolódó főbb szeizmosztratigráfiai jelenségek a 3.6. ábrán látható ultranagy felbontású kompozit szelvény alapján. A rétegsor összesített vastagsága kb. 200 m. Jelkulcs: ps= térképezett parasekvencia határ; PS= parasekvenciális egység, DC= delta ciklus.

Figure 3.7. Parasequences and seismostratigraphic features of the Pannonian strata in the area of the Siófok basin based on the composite profile in Figure 3.6. Approximate thickness of the whole strata is about 200 m. Legend: ps= parasequence boundary, PS= parasequence unit; DC= delta cycle/delta complex sediments.



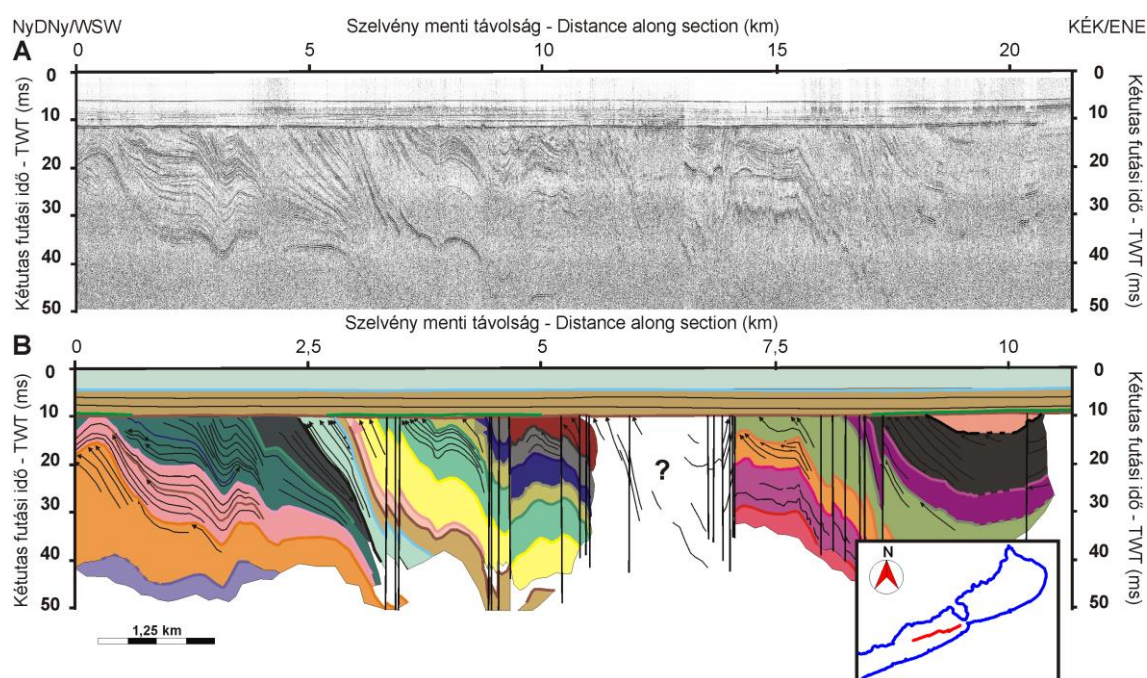
3.8. ábra: Medrek a balatoni pannon rétegsor felső szakaszában (PS11-12) Balatonvilágostól néhány km-re. A) A medrek időmélység térképe; B) Egy jellegzetes medret bemutató Seistec™ szelvény

Figure 3.8. River beds in the younger part of Pannonian strata (PS11-12) offshore Balatonvilágos. A) Time-depth map of the river beds; B) Seistec™ profile showing a characteristic riverbed.

A nyugati részmedencékben végzett Seistec™ szelvényezések a pannon rétegtan szempontjából kevésbé voltak sikeresek. Ennek a fő okai a következők voltak:

- 1) A nyugati medencékben jelentős kiterjedésben vannak jelen olyan, a tavi iszaphoz köthető sekély gázos zónák, melyek meggátolják a pannon rétegek leképezését (lásd 6. fejezet);
- 2) Az akusztikusan átlátható területeken (elsősorban Szemesi-medence) a pannon rétegek szerkezeti deformáltsága sokkal erőteljesebb, mint keleten (lásd 4. fejezet), illetve a rétegdőlések is átlagosan nagyobbak. Emiatt a rétegek térképezhetősége és korrelálhatósága erősen limitált.
- 3) A Szemesi-medence pannon üledékeinek architektúrája más, mint keleten. A keleti oldal közel párhuzamos refleksióival szemben a Szemesi-medence északi felének rétegei olyan egymásra lelapolódó felületek, melyek precíz korrelációja ultranagy felbontás mellett sem lehetséges.

A korlátozó tényezők ellenére a területen mintegy 20 különböző, markáns reflexiót tudtam követni. A felületek térképezése során levont tanulságokat [Visnovitz et al. \(2012\)](#) alapján a 3.9. ábrán látható kompozit szelvény mutatja be.



3.9. ábra: A Szemesi-medence rétegsora az 2011-2012-es Seistec™ méréseken értelmezett reflexiók alapján ([Visnovitz et al. 2012](#) alapján)

Figure 3.9. Pannonian strata below the Szemes basin based on interpretation of Seistec™ profiles from 2011-2012 (after [Visnovitz et al. 2012](#))

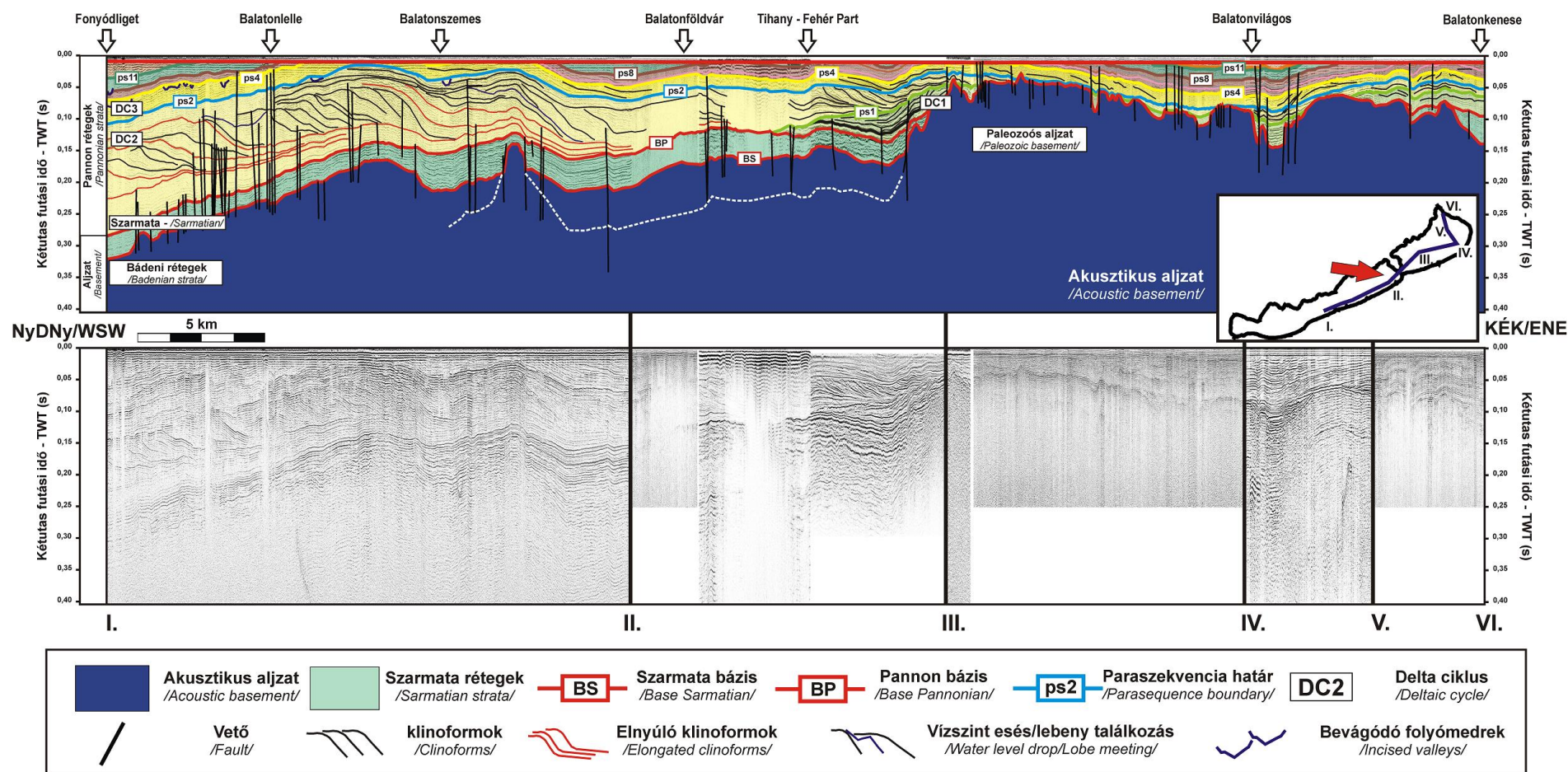
A Szemesi-medence alatti pannon üledékeket a medence tengelyében húzódó NyDNy-KÉK irányú törésszóna két részre tagolja. Az É-i „kiemeltebb” blokk pannon rétegeiben számos markáns diszkordanciafelület ismerhető fel, melyek a Siófoki-medence rétegeivel ellentétben nem egymással párhuzamos, hanem a mélységgel összartó felületek. Ez a geometria és az üledéksomagok fokozatos kivékonyodása a lejtőépüléshez kapcsolódó klinotémák² jelenlétére utal. A vetőrendszer déli oldalán ugyanezek a rétegek már mélyebben helyezkednek el. Ez részben a vetőzóna menti vertikális elvetésekből adódik, de elsődlegesen a tómedence ÉNy-DK-i kibillenésének köszönhető. A déli part mentén a SeistecTM szelvényeken látható szeizmikus kép igen hasonló a Siófoki-medence rétegsorához. Itt a pannon rétegsort látszólag állandó vastagságú paraszekvenciák építik fel.

3.3.3. A balatoni pannon rétegsor regionális képe a nagyfelbontású szelvények tükrében

A két részmedence eltérő rétegtani szerkezetét, valamint egymáshoz való viszonyát a „német” többsatornás (Tóth 2009b; Németh 2013b) és az „olasz” egysatornás szelvények (Visnovitz et al. 2013) segítségével lehetett megérteni. Ezek a szelvények már képesek leképezni a pannon aljzatot, mely a keleti medencében 10-150 ms, míg a nyugati medencében akár 300 ms mélységben húzódik. A teljes pannon rétegsort ismeretében elérhetővé válik a rétegtani szintek regionális léptékű korrelációja is.

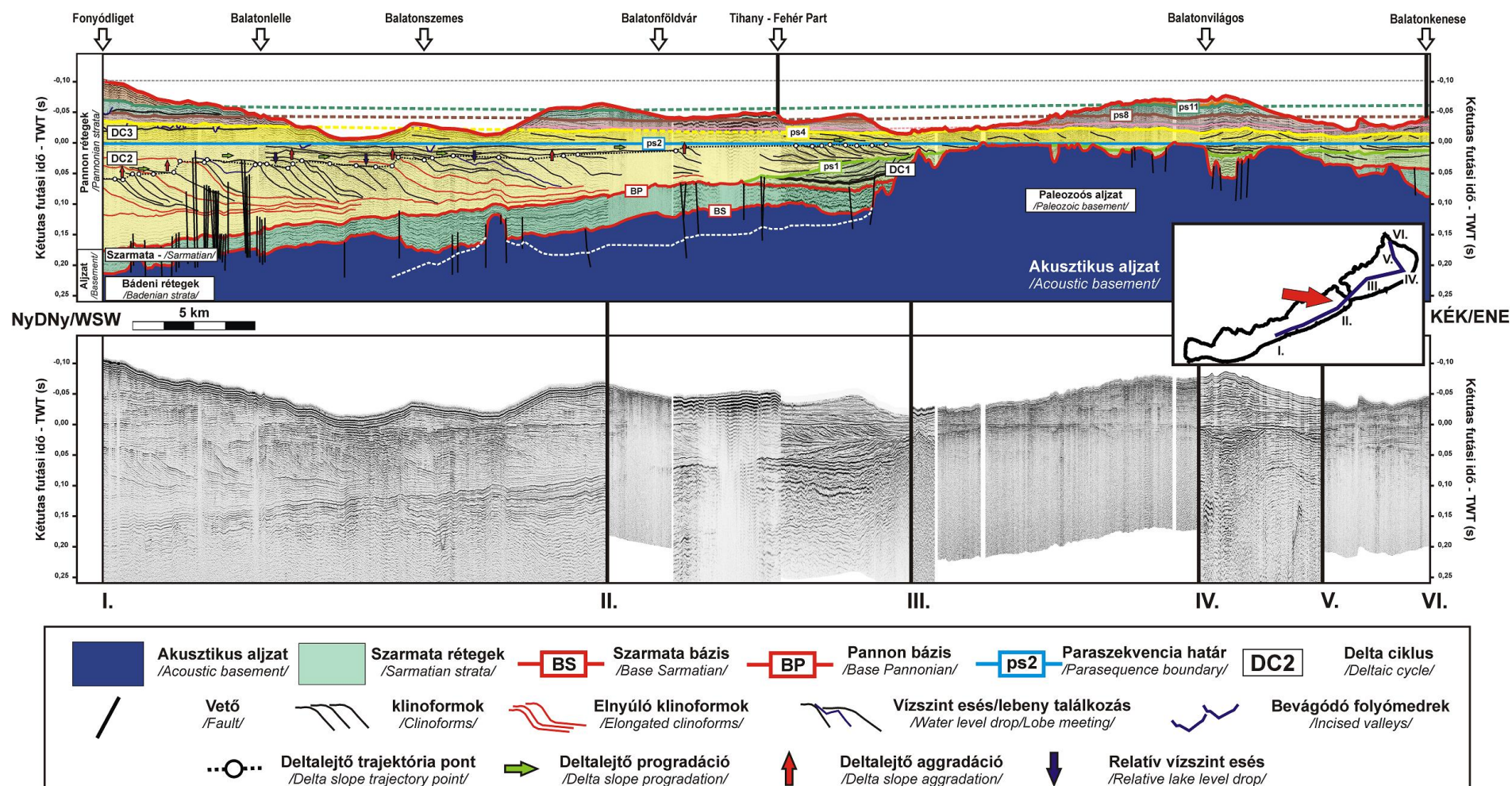
A 3.10. ábrán látható kompozit szelvény Fonyódliget magasságából indul, és a déli part mentén halad a Tihanyi-kúton és a Siófoki-medence tengelyén át Balatonvilágos előteréig. Onnan északra fordulva Balatonkenesének fut. Ez a szelvény kiválóan illusztrálja a térségben lezajlott pannon üledékképződés egykori környezeteit és a feltöltődés menetét. A nyugatról kelet felé fokozatosan emelkedő aljzat felett K-ÉK-ies áldőléssel egy relatíve nagy vastagságú lejtősorozat épült, mely a Tihanyi-félsziget keleti oldalán egy másik, látszólag ellentétes irányba épülő lejtővel találkozik. A lejtők tetőszintje a SeistecTM szelvényeken felismerhető ps2 (kék), illetve ps1 (zöld) paraszekvencia határral korrelál, melyek közül a ps2 horizont a nyugati részmedencében is nagy kiterjedésben követhető. A nyugati lejtő idővel rátelepült a keletire, majd le- és rálapolódásokkal elvégeződik a Siófoki-medencében található aljzatmagaslaton. A magaslat felett már csak egy bizonytalanul követhető, 1-2 métert meg nem haladó vastagságú üledékes sorozat megy át. Az említett üledékciklus felett keleten és nyugaton

² Klinof ormok által közrefogott lejtőépülési egység



3.10/A ábra: Nagyfelbontású kompozit szelvény a Szemesi- és a Siófoki-medencén keresztül, mely bemutatja a Balaton késő-miocén üledékképződési folyamatait.

Figure 3.10/A. High-resolution composite profile across the Szemes and Siófok basin showing the Late Miocene sedimentary cycles in the area of Lake Balaton.



3.10/B ábra: A nagyfelbontású kompozit szelvény és értelmezése a ps2 paraszekvencia határra kiegyenlítve.

Figure 3.10/B. The high-resolution composite profile flattened to ps2 parasequence boundary

is a Siófoki-medencére jellemző, ciklikusan ismétlődő és közel párhuzamos rétegek következnek. A tó nyugati felében ezek a rétegek csak Tihanytól DNy-ra (Balatonföldvár előtt), majd legközelebb Balatonboglár magasságában maradtak fent.

Sztanó et al. (2013a) a 3.10. ábrán látható kompozittól valamelyest északra, a Balatonfüred előterében futó BAL-01 többcsatornás szelvény alapján ezeket a klinoform sorozatokat olyan transzgresszív (előntési) felületekkel határolt deltalebenyekként értelmezték, melyek két különböző torkolathoz köthetők. A ps2 alatti ciklust egy Ny-ról K felé épülő deltarendszer ÉK-i, míg a ps3 alatti ciklust egy É-ról D felé épülő deltalebeny DNy-i szárnyának vélték. Az ezek felett látható ps4 horizont által felülről határolt harmadik sorozatot egy újabb előntési eseményt követő, független deltalebenynek tartották. Egyetlen szelvény alapján ezek a ciklusok valóban lebeny méretűnek tűnnek, de a kompozitszelvényen látható méreteket figyelembe véve úgy vélem, helyesebb a „delta sorozat”, „deltaciklus” vagy „delta-komplex” elnevezést használnunk. A szeizmika alapján nyilvánvaló, hogy az említett reflexiók nem egyetlen deltanyelvet (lebenyt), hanem egy nagyobb méretű deltához kapcsolódó összetett üledékes sorozatot reprezentálnak.

Figyelembe véve a pannon aljzat 1-3 fokos D-DK-i dőlését, mely a Középhegység későbbi kiemelkedéséből adódik, a kompozit szelvény alapján már könnyen megérthetők a Seistec™ szelvények rétegsorában tapasztalt geometriai eltérések. Míg a Szemesi-medence déli részén azokat a közel párhuzamosan települő, 5-15 méteres ciklusokat látjuk, melyek a Siófoki-medence területére is jellemzőek, addig a Szemesi-medence északi részén – vagyis a vetőzóna túloldalán – a Seistec™ szelvények már a ps2 határ alatti, vastag progradáló sorozat klinotémáit mutatják. A lejtő felső része és a felette lévő rétegek itt már lepusztultak azoknak a vertikális kéregmozgásoknak a következtében, melyek a pannon üledékeket mintegy 70-100 méterrel magasabb szintre emelték a déli parti sávhoz képest. Mindezt az É-D lefutású többcsatornás szelvények szépen illusztrálják (lásd később 4.2. fejezet, 4.6. ábra).

A 3.10. ábrán látható kompozit szelvény másik fontos tanulsága, hogy a nyugati lejtő tetőszintjében található ps2 (kék) horizont egy egykor közel horizontális felszín jelöl, mely részben a delta mögötti alluviális, részében pedig a feltöltődő deltasíkság tetőszintjének feleltethető meg. A ps2 reflexió rétegtani helyzete tehát ideális ahhoz, hogy a szelvények mentén kompenzáljuk az utólagos tektonikus deformációkat, és rekonstruáljuk az egykori batimetriai viszonyokat. A kiegyenlítést követően a lejtő belső szerkezete

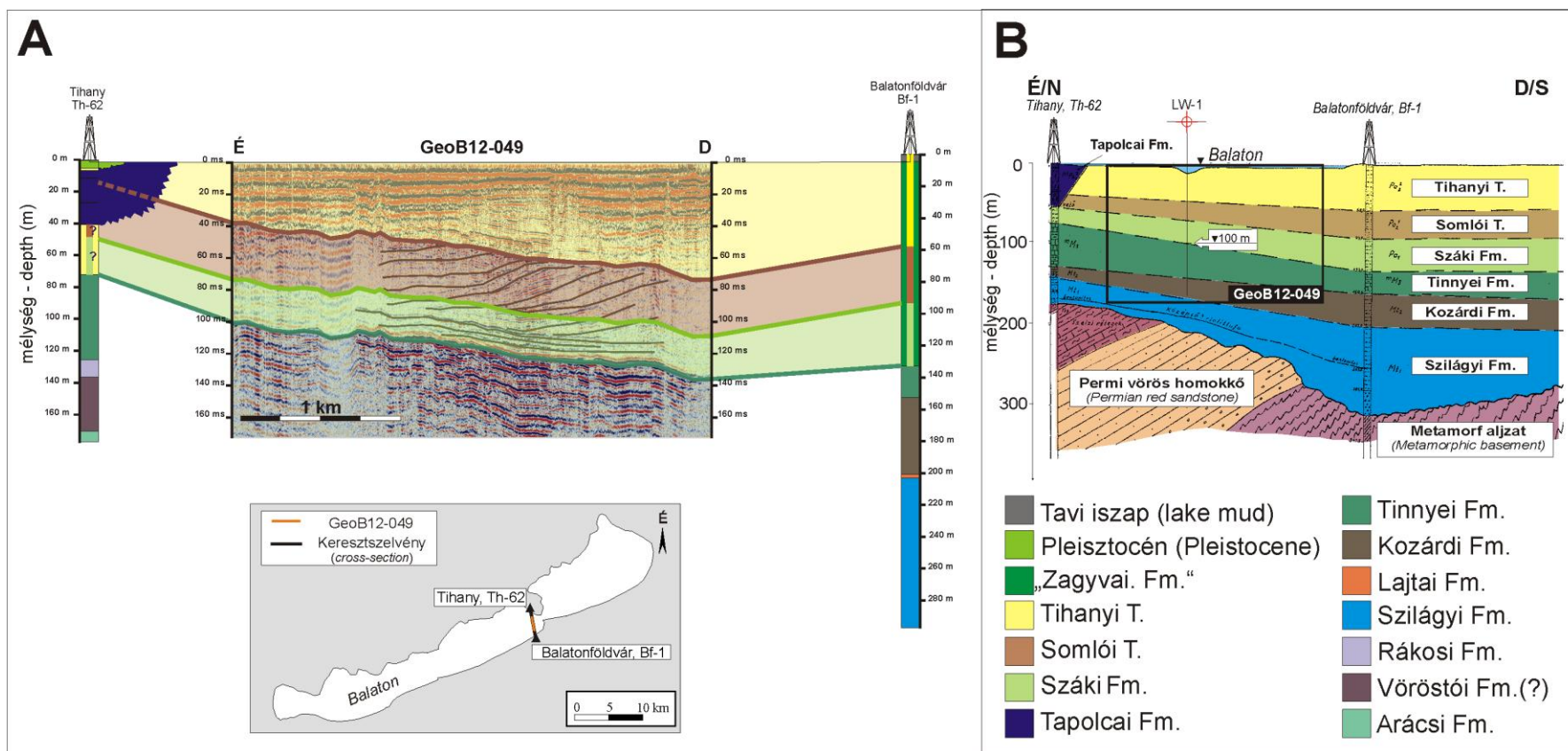
alapján az egykori relatív vízszintváltozások és a lejtőépülési irányok rekonstrukciói is lehetővé válnak (3.10/B ábra).

3.4. A pannon üledékek bázisa

3.4.1. A pannon üledékek bázisát alkotó képződmények fúrési adatok alapján

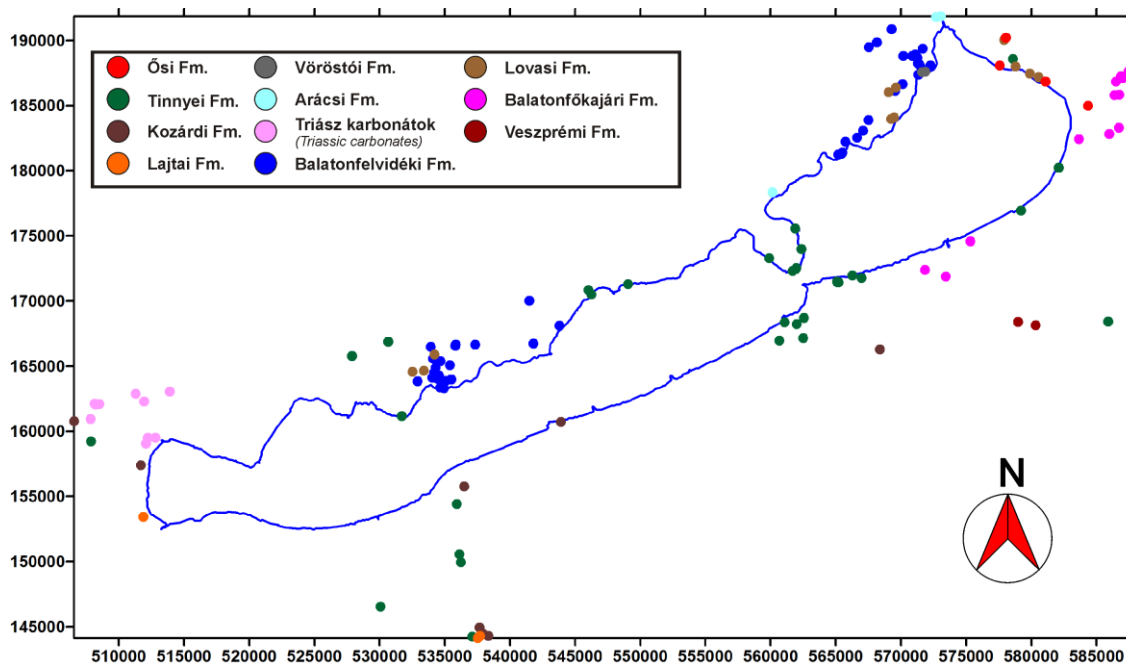
A nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken a pannon rétegek bázisát általában egy olyan markáns diszkordanciahatár jelzi, amelyhez jól azonosítható szeizmikus fácies változás is társul. A Balaton keleti medencéjének nagy részén és a legtöbb nagyfelbontású „olasz” szelvényen ez a felület jelenti az akusztikus aljzatot is. [Sacchi et al. \(1999\)](#) illetve [Horváth et al. \(2010\)](#) néhány parti fúrás alapján arra jutottak, hogy a pannon bázist a Tihanyi-félsziget alatt és a félsziget közvetlen környezetében szarmata korú biogén mészkő (Tinnyei Formáció), illetve az ezzel összefogazódva települő nyíltvízi mészmárgák (Kozárdi Formáció) alkotják. A balatonföldvári Bf-1 és a tihanyi Th-62 fúrások rétegsora alapján (3.11. ábra) a Tinnyei Formációt egy erős, párhuzamos reflexiókból álló szeizmikus fáciessel kapcsolták össze, melyet a félsziget mindkét oldalán sikerrel azonosítottak a pannon progradáló klinoformok talpánál. A tó déli partja mentén mélyített fúrások rétegsorai azt jelzik, hogy a Szemesi-medencében valóban a Tinnyei Formáció mészkőve adja a pannon aljzatot. Az aljzat összetétele azonban Fonyód felé haladva megváltozik, és Balatonszemes-Fonyódliget között a pannon talp a Kozárdi Formáció agyagmárgájába megy át. A mészkő legközelebb Fonyódtól több kilométerre délre, illetve a Tapolcai-medencében található meg újra rétegsorban.

Kutatásaim során a parti fúrásokat, a földtani térképeket (pl.: [Budai et al. 1999](#)) és az aljzat szeizmikus fáciesét vizsgálva azt találtam, hogy a Balaton alatti pannon talp kőzettani szempontból nem egységes. A MÁFI újraértékelt fúrési adatbázisa alapján ugyanis a legtöbb 100 métert meghaladó fúrás a Siófoki-medence környezetében nem tartalmaz szarmata rétegsort. Összhangban [Budai et al. \(1999\)](#) térképével ebben a medencében a pannon üledékek sokszor közvetlenül az idősebb paleozoós képződményekre települnek. A medence déli részén az aljzatot Balatonfőkajári Kvarcfillit, míg a medence északi felében Lovasi Agyagpala, és a Balatonfelvidéki (perm) Homokkő alkotják (3.12. ábra). Az eltérő litológia következtében ezeken a helyeken az aljzat szeizmikus fáciese is megváltozik. Az erős, párhuzamos reflexiókból álló köteg helyett egy egyetlen reflexióból álló, markáns eróziós felszínt látunk.



3.11. ábra: A Tinnye Formáció és a pannon aljzat korrelációja a Tihanyi-szoros nyugati oldalán. A) A GeoB12-049 többcsatornás szelvény értelmezése Tihany és Balatonföldvár között a Th-62 (Tihany) és Bf-1 (Balatonföldvár) fúrások rétegsorának tükrében; B) [Sacchi \(2001\)](#) értelmezése a Th-62 (Tihany) és Bf-1 (Balatonföldvár) fúrások alapján.

Figure 3.11. Correlation between the Tinnye Formation and base Pannonian to West of the Tihany peninsula. A) Interpretation of GeoB12-049 multichannel profile based on Th-62 (Tihany) and Bf-1 (Balatonföldvár) boreholes. B) Interpretation of [Sacchi \(2001\)](#) using description of boreholes Th-62 (Tihany) and Bf-1 (Balatonföldvár).



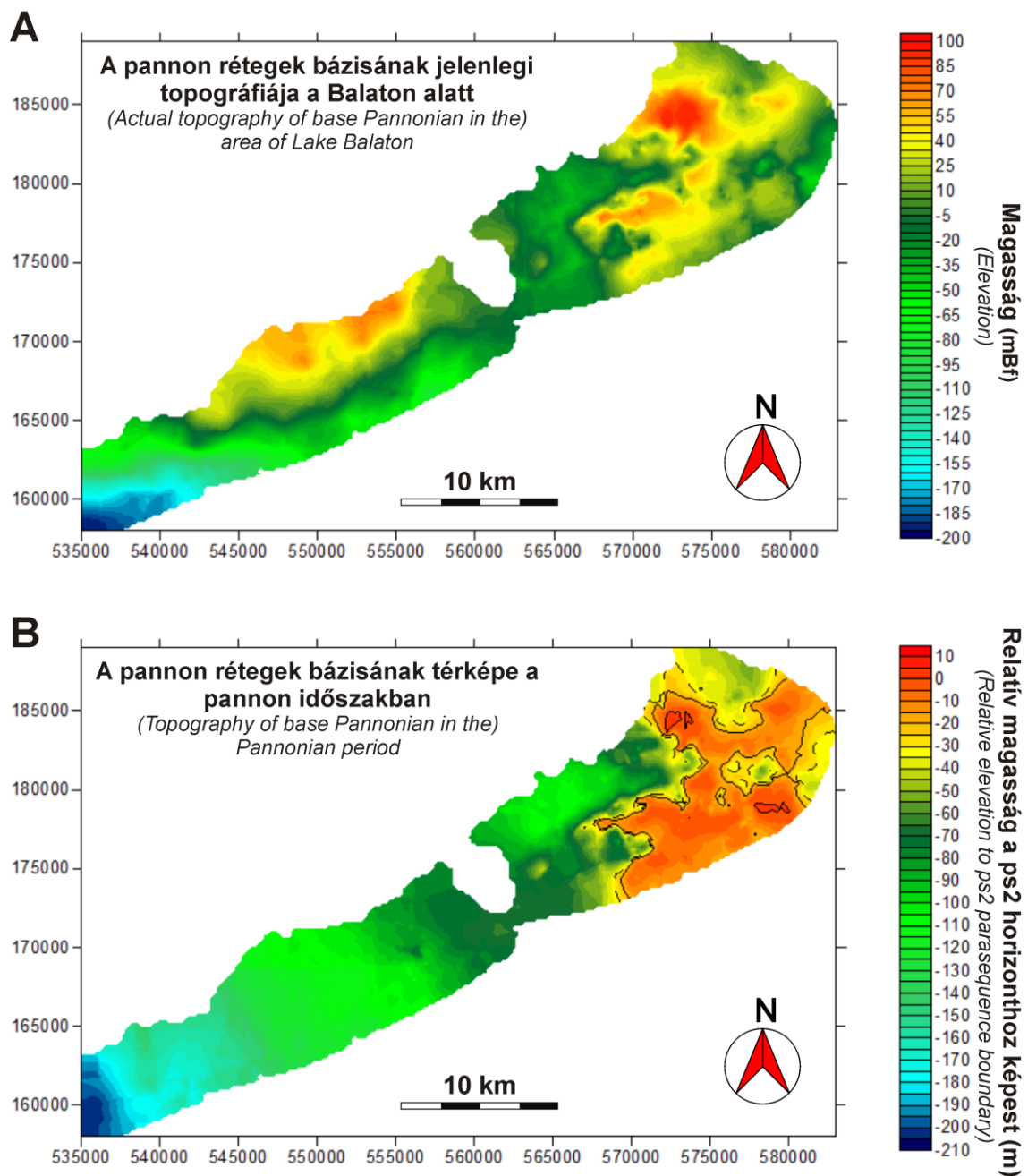
3.12. ábra: A pannon aljzatot alkotó képződmények térbeli eloszlása a Balaton környéki fúrások alapján.

Figure 3.12. Lithology of base Pannonian based on boreholes around the Lake Balaton

3.4.2. A pannon rétegek aljzattérképe

A pannon rétegek bázisának jelenlegi morfológiáját (3.13/A ábra) alapvetően a „német” többszatornás szelvények alapján rekonstruáltam, de a térképezéshez felhasználtam számos „olasz” egyszatornás szelvényt is. A térképezés a Tihanyi-félsziget nyugati oldalán É-ÉK-i irányba monoklinális emelkedő aljzatot, míg a félszigettől keletre, váltakozva alacsonyabb és magasabb helyzetű térszíneket mutatott ki. A fúrások és az aljzat szeizmikus fáciése alapján a Siófoki-medencében térképezett aljzatmagaslatok paleozoós képződményekből állnak. Egy ilyen kiterjedt platószerű magaslat helyezkedik el Balatonalmádi előterében is, mely egészen a tavi iszap aljáig felér (Tóth & Vincze 2007). Tőle délre, a tómedence közepén egy másik hasonló markáns kiemelkedés látható (3.13/A ábra), melyet az előbbi magaslattal egy ÉK-DNy-i irányú hát köti össze. A két kiemelkedés között egy Ny-K-i irányítottaságú mélyedés helyezkedik el.

Sacchi et al. (1999) majd Horváth et al. (2010) a délebbi magaslatot vulkáni intrúzió jelenlétéhez kötötték (3.7. ábra). Egy 2010-es vízi mágneses felmérés ennek a vulkáni benyomulásnak a lehetőségét vizsgálta meg (Balázs et al. 2011) a szeizmikus értelmezés megerősítése céljából. Ezek a mágneses mérések a vulkáni anyag jelenlétét sajnos nem tudták egyértelműen igazolni.



3.13. ábra: A pannon üledékek bázisa a „német” többcsatornás és az „olasz” egycsatornás, nagyfelbontású szeizmikus szelvények alapján. A feltüntetett mélységek egységesen $v=2000$ m/s értékkel lettek kiszámítva. A) A jelenlegi aljzattopográfia (mBf); B) A ps2 paraszekvencia határ kiegyenlítésével számolt korrigált aljzattopográfia, mely jól jellemzi a térség magassági viszonyait a pannon üledékképződés kezdetén.

Figure 3.13. Topography of base Pannonian based on „German” multichannel and „Italian” high-resolution surveys at Lake Balaton. Time-depth conversion was calculated with a constant $v=2000$ m/s value. A) Actual topography of base Pannonian (mBf); B) Reconstructed bathymetry with flattening to ps2 para-sequence boundary.

Az aljzattérképet kiegyenlítve a ps2 horizontra (lásd 3.10B ábra), az aljzatot érintő későbbi tektonikus deformációk eltávolíthatók, és rekonstruálható az egykori paleotopográfia (3.13/B ábra). A korrigált térképen (3.13/B ábra) látható, hogy a Sze-mesi-medence É-i részének kiemelkedése teljes mértékben utólagos tektonikus mozgások következménye. A rekonstruált aljzatmorfológia jól mutatja, hogy az eredeti pannon alj-zat Ny-DNy-ias irányba fokozatosan lejtett, és a pannóniai korszak elején a Balaton nyu-gati medencéinek területén a keletinél jóval nagyobb vízmélység alakulhatott ki. Ez a mélyebb vizű zóna már a kezdetekben egészen Balatonalmádi magasságáig felérhetett, miközben a Siófoki-medence területének jelentős részét egy közel egységes aljzatmagas-lat foglalta el (3.13/B ábra). Előbbi aljzatmagaslat a szarmata-pannóniai korszak fordu-lóján valószínűleg szárazulat volt, melybe pár 10 méter mély és több száz méter széles völgyek vágódtak be. Ezeket a nem egyenes lefutású „völgyeket” a mélyebb területek irányába futó hátravágódó folyók hozták létre egy kora-pannóniai – késő-szarmata ala-csony vízállás idején.

3.5. Sekélyvízi deltarendszerek a Balaton alatti pannon rétegsorban

3.5.1. Deltaciklusok a Balaton alatt

A 3.3.3. fejezetben láthattuk, hogy a Balaton alatti pannon rétegsor a regionálisan követhető elöntési felszínek mentén nagyobb léptékű üledékes sorozatokra, ún. deltacik-lusokra (DC) osztható fel. A pannóniai korszak korai szakaszában a Balaton területén három ilyen deltaciklus alakult ki, melyeket rétegtani helyzetük alapján DC1, DC2 és DC3 névre kereszteltem (3.7. és 3.10. ábrák). Ezek közül a DC1 ciklus az az üledékes sorozat, amely a 3.10. ábrán látható kompozit szelvényen látszólag nyugat felé épül, és amelyet felülről a ps1 (zöld) paraszekvencia határ, alulról pedig a pannon talp határol. Ezzel a ciklussal részben egyidős, részben pedig nála fiatalabb a DC2 ciklus, melyet alul-ról a pannon bázis, illetve a DC1 ciklus tetőszintje (Tihanytól közvetlen keletre), felülről pedig a ps2 (kék) horizont fog közre. Ez a ciklus az előbbi DC1 ciklussal ellentétben keleties áldöléseket mutat. Közvetlenül a DC2 ciklus felett egy harmadik ciklus is kimu-tatható (DC3), amely a ps2 és ps4 (sárga) felszínek között húzódik. Ez a ciklus a DC2 ciklushoz hasonlóan keleties progradációval jellemezhető. A DC3 ciklus vastagsága és a cikluson belüli deltalejtők valamivel kisebb dőlésszöge arra utal, hogy a feltöltődés során a terület vízborítottsága időközben sekélyebbé vált.

A DC3 ciklus felett már nem találunk a rétegsorban folytonosan követhető újabb ciklusokat. A későbbi ciklusok nagy része már lepusztult, és csak eróziós roncsok formájában maradt fenn (3.10/B ábra). Az üledékroncsok korrelációja alapján azonban a rétegsorban a DC3-hoz hasonló, további deltaciklus is következhet. A „német” többszatornás szelvények alapján egy-egy ilyen ciklust alkothatnak például a ps5-ps8, vagy a ps8-ps9 paraszekvencia határok közötti üledékek is (3.7. ábra). A ps3, ps6 és ps7 horizontok a megfigyelések alapján nem tekinthetők deltaciklust lezáró paraszekvencia határoknak. Ezek a horizontok rendre elvégződnek a ps2 és ps4, illetve a ps5 és ps8 határokon, ami arra utal, hogy az említett reflexiók hosszan elnyúló deltaklinoformokhoz tartoznak.

A kimaradt PS5 paraszekvencia (ps4-ps5 között) speciális helyzetű, és a szelvények alapján nem dönthető el, hogy ez valóban a DC4 ciklus részét képezi-e, vagy egy teljesen önálló üledékképződési egységet képvisel. Ez a köteg foglalja magába azokat a buckás alakzatokat, melyekben [Sacchi et al. \(1999\)](#) és [Horváth et al. \(2010\)](#) a gejzírit-kúpokat vélte felismerni, és amely a többi paraszekvenciával ellentétben nem Ny-ias irányba, hanem látszólag ÉK (Balatonkenese) felé vastagodik ki. Különleges bélyegei miatt a jövőbeli kutatások során ez az egység mindenképp figyelmet érdemel.

3.5.2. A pannon-tavi delták geometriája

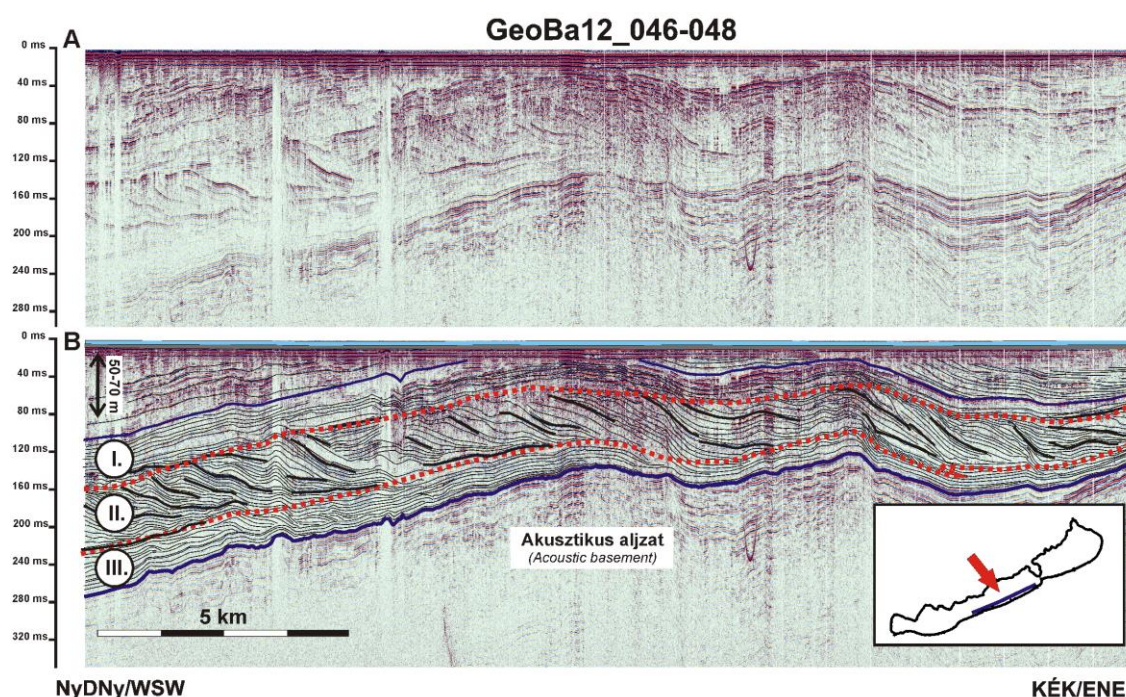
A Balaton térségében észlelt pannon delták a Tapolcai- és Káli-medencében azonosított, kavicsos összetételű Gilbert-deltákkal ([Csillag et al. 2010b](#); [Sztanó et al. 2010](#); [Tóth et al. 2010a](#)) ellentétben többnyire finom frakciójú (homokos, kőzetlisztes) anyagokból épülnek fel. Ez a különbség távolabbi szállításra és/vagy eltérő bázisterületre utal ([Sztanó et al. 2013a](#)). A tó alatt leképezett delták lejtői általában lapos szögűek, lejtődőlésük többnyire nem haladja meg a 4-6° fokot ([Horváth et al. 2010](#); [Sztanó et al. 2013a](#); [Visnovitz 2013](#)). Ennél nagyobb dőléseket a területen mindössze egy-két kivételes helyen találunk. Ilyen helyek vannak például a Siófoki-medence közepén emelkedő aljzatmagaslat északi pereménél, ahol a DC1 ciklus felső részén helyenként 8-12°-os áldölések is mérhetők. Utóbbi arra utalhat, hogy az itt felhalmozott anyag valamivel durvább szemcseméretű, és akár helyi eredetű is lehet.

A szeizmikus szelvényeken a deltaciklusok felső határa általában kétféle típusú:

- 1) A cikluson belüli lejtőreflexiók annak felső határán kilapolódnak (*offlap*) vagy eróziósan lefejeződnek (*truncation*); vagy
- 2) A lejtőreflexiók az idősebb klinoformok felett hosszan elnyúló „fedőrétegeket” (*topset*) hoznak létre.

A keleti tómedencében kizárólag az első típusú ciklushatárral találkozhatunk, míg a Szemesi-medencében inkább a második típus a jellemző (lásd pl.: 3.10. ábra). A nyugatról kelet felé épülő DC2 ciklus esetében rendkívül látványosan jelentkezik a deltaüledékekre jellemző hármas tagozódás. Az itteni deltaciklus egymás felett települő ún. „fedőrétegekből” (*topset*; I.), „homlokrétegekből” (*foreset*; II.) és „lejtőlábi reflexiókból” (*bottomset*; III.) épül fel (3.14. ábra; Visnovitz 2013). Ezek közül a homlokrétegek (deltalejtő) követhetők a leglátványosabban, melyek között 0,5-1,5 km távolságonként markáns reflexiók ismerhetők fel. Ezek a reflexiók az ultranagy felbontású Seistec™ szelvényeken paraszekvencia határokként jelentkeznek (3.9. ábra).

A markáns delta-klinoformok közül számos csak rövid távolságig követhető, és hamar le- illetve fellapolódik a szomszédos deltalejtőkre. A többi klinoform azonban egymással közel párhuzamos, és hosszan elnyúló rétegekben folytatódik mind a korábbi deltalejtők felett (deltasíkság), mind a delta egykori előterében (prodelta) (3.14. ábra). A klinoformok közül ezek a hosszan elnyúló reflexiók a Szemesi-medence Seistec™ szelvényein rendre diszkordancia felszíneket jelölnek.



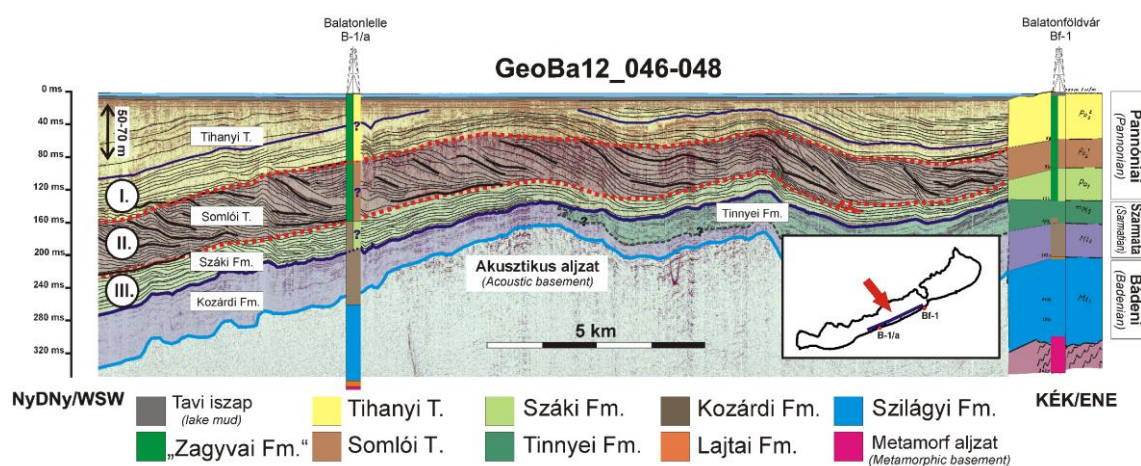
3.14. ábra: A Szemesi-medence déli részén követhető DC2 deltaciklus felépítése és tagozódása. A) A deltaciklus szeizmikus képe; B) A deltasorozat morfológiai egységei: I. fedőrétegek; II. homlokrétegek; III. lejtőláb.

Figure 3.14. Geometry and subdivision of the DC2 delta-complex observed in the southern Szemes basin. A) Seismic image of the delta-complex; B) Subunits of the delta: I. topset reflections; II. foreset reflections; III. bottomset reflections.

Geometriáját tekintve a balatoni DC2 ciklushoz tartozó rétegsor egyértelműen az ipari szeizmikus adatokon megfigyelhető selflejtők (Magyar 2009; Magyar et al. 2013) képét idézi, méreteiben azonban legalább egy nagyságrenddel kisebb annál. A leképezett ciklus összvastagsága maximum 100-120 méterre becsülhető. Az összvastagság az I.-III. alegységek vastagságával együtt kelet felé fokozatosan csökken. A homlokrétegek maximális magassága alapján az egykori vízmélység Fonyódliget magasságában 50-70 méter lehetett (TWT=70 ms), de a deltarendszer kelet felé haladva már ennél kisebb mélységű és fokozatosan sekélyedő vízben rakta le üledékeit (3.14. ábra). A rétegsor települési helyzete azt sejteti, hogy a leképezett ciklus az ipari szeizmikákon látható selflejtő sekélyvízi deltákba való átmenetét mutatja, mely idővel kiegyenlítette az egykori térszint, és egy egységes deltasíkságot hozott létre a mai Balaton területén.

3.5.3. A pannon deltákat felépítő litosztratigráfiai egységek

A szeizmikán látható geometria alapján kézenfekvő, hogy a deltaciklus egyes részei különböző üledékképződési környezeteket reprezentálnak, amelyekben várhatóan különböző minőségű kőzetanyag rakódott le. Azonosításukra a vízi szeizmikus szelvények és tóparti fúrások korrelációjával tettem kísérletet (3.15. ábra).



3.15. ábra: A „német” többcsatornás vízi szeizmikán látható deltalejtők litosztratigráfiai besorolása a balatonföldvári Bf-1 és a balatonlelle B-1/a fúrások rétegsora alapján (balra: a MÁFI által átértékelt rétegsor, jobbra: Bf-1 eredeti értelmezése, illetve B-1/a legvalószínűbb rétegsora a szeizmika alapján). A korreláció szerint a delták fedőrétegei (I.) és a későbbi ciklusok a Tihanyi Tagozat, a delták homlokrétegei (II.) a Somlói Tagozat, még a prodelta (III.) a Száki Formáció részét képezi.

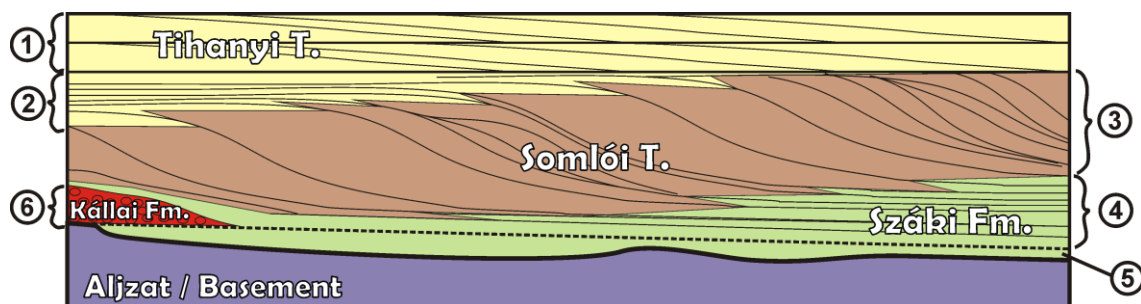
Figure 3.15. Lithostratigraphic division of the delta complex observed in “German” multichannel seismic section at Lake Balaton based on borehole Bf-1 (Balatonföldvár) and B-1/a (Balatonlelle). Columns to the left show classification modified by MÁFI, columns to the right show classical interpretation in Bf-1 and the division suggested by seismic data in B-1/a. Correlation suggests that topset layers (I.) of the delta complex and material in younger cycles are related to the Tihany Member, foresets of the delta (II.) are related to Somló Member, while bottomset reflections (III.) are parts of the Szák Formation.

A balatonföldvári Bf-1 fúrás átértékelés előtti rétegsora ([Jámbor 1980](#) illetve [Sacchi 2001](#) alapján), a tőle alig 1-1,5 km-re északra futó többcsatornás szelvénnel igen jól korrelálható. A fúrás alapján a pannon rétegek bázisát szarmata mészkő (Tinnyei Formáció), illetve az alatta elhelyezkedő szarmata agyagmárga (Kozárdi Formáció) alkotják. A pannon rétegsor Száki Formáció rétegeivel kezdődik, amely mélysége és vastagsága alapján a deltaciklus hosszan elnyúló lejtőlábi reflexióknak feleltethető meg. A balatonföldvári (Bf-1) fúrásban azonosított „Száki Formáció” közete tehát elsődlegesen a delta előterében, attól több kilométer távolságra elszállítódó, finomszemcsés lebegtetett anyagból származik. A Száki Formáció rétegei felett a Somlói-, illetve Tihanyi Tagozatok következnek. Utóbbiak rendre a homlokrétegekből álló második, illetve a fedőrétegekből álló harmadik egységgel és az DC2 ciklust követő kisebb lejtőszögű deltaciklusok rétegsorával korrelálnak.

A szelvény nyugati folytatásában található balatonlelle B-1/a fúrás rétegsora látszólag nem korrelál jól a szeizmikus adatokkal. Ennek oka, hogy a fúrások újraértékelése során számos korábban Tihanyi- és Somlói Tagozatokba tartozó rétegsort tévesen a Zagyvai Formációba soroltak ([Csillag szóbeli közlése](#)). Utóbbi igaz a földvári Bf-1 fúrás Tihanyi-Somlói-Száki egységeire is (lásd 3.17. ábra, baloldali fúrási rétegsorok). Ezt a tényt figyelembe véve, valamint azt feltételezve, hogy a Somlói/Tihanyi határ a deltaklinoformok tetőszintjénél húzódik, a Balatonlelle B-1/a fúrás rétegsora teljes mértékben összhangba hozható a Bf-1 fúrással. A „Zagyvai Formáció” alatt a fúrás szarmata korú Kozárdi Agyagmárgában, majd bádeni üledékekben folytatódik. Ez megint egy látszólagos ellentmondás a földvári fúrásban azonosított Száki rétegekhez képest. A lellei rétegsornak kétféle értelmezése lehetséges. Az egyik szerint a lejtőlábat alkotó pannon agyagmárgát az újraértékelés során összevonták az idősebb szarmata agyagmárgákkal, míg a másik szerint a Száki rétegek a part irányába emelkedő szarmata aljzaton kiékelődnek. A két lehetőség között dönteni csak az eredeti fúrómagokhoz visszanyúlva lehetne.

A deltarendszer különböző üledékes környezetei összességében jól összhangban vannak a [Budai et al. \(1999\)](#) által megadott fácies leírással, és a „medenceperemi” litosztratigráfiai egységek egymás utáni sorozataként értelmezhetők (3.16. ábra). A többcsatornás szeizmikán a Somlói Tagozat több 10 méter vastag progradáló reflexiói egyértelműen elkülöníthetők a Tihanyi Tagozattól, amely a deltasíksági környezetben képződött. A Száki Formáció a Somlói Tagozathoz hasonlóan a DC2 ciklus üledékeiből épül fel, de már nem a lejtőn, hanem annak előterében (prodelta környezetben) rakódott le. A

rétegsort záró Tihanyi Tagozat a DC2 ciklus fedőrétegeiből és az ezt követő kisebb vastagságú ciklusokból áll. Utóbbi ciklusoknak már nem fejlődtek ki sem a fedőrétegei, sem pedig a lejtőlábi reflexiói.



3.16. ábra: A litosztratigráfiai egységek kapcsolata a balatoni szelvényeken felismerhető progradáló ciklusokkal. 1= Kis vastagságú deltaciklusok a rétegsor felső részében – Tihanyi Tagozat; 2= A nagy vastagságú DC2 ciklus fedőrétegei – Tihanyi Tagozat; 3= A DC2 ciklus homlokrétegei – Somlói Tagozat; 4= A DC2 ciklus lejtőlábi reflexió – Száki Formáció felső része; 5= A DC2 ciklus előtt lerakódó üledékek – Száki Formáció alsó része; 6= Transzgressziós kavicsok – Kállai Formáció.

Figure 3.16. Correlation between lithostratigraphic units and progradational cycles below Lake Balaton. 1= Delta cycles in the upper part of the strata with limited thickness – Tihanyi Member; 2= Topsets of the thickest delta complex (DC2) – Tihanyi Member; 3= Foresets of DC2 – Somló Member; 4= Prodelta layers of DC2 – upper part of Száki Formation; 5= Deposits older than DC2 – lower part of Száki Formation; 6= Transgressive gravels – Kálfa Formation.

A deltalejtők Somlói Tagozatként való értelmezését nem kizárólag a 3.15. ábrán feltüntetett két fúrásra alapozom. Az értelmezést a tihanyi és az északi parti fúrások rétegsorai is alátámasztják. Mint azt a 3.13. ábrán láttuk, a Szemesi-medencét a Dunántúli-középhegység kiemelkedéséhez kötődő szerkezeti mozgások É-ias irányba kibillentették, ami együtt járt a DC2 ciklus kiemelkedésével és felső részének eróziójával is. Emiatt az É-i part szintjében ma a DC2 ciklus progradáló lejtői helyezkednek el, míg a D-i parton a delták „fedőrétegei”, illetve a későbbi kisebb vastagságú ciklusok vannak a felszín közelében. A 3.16. ábrán látható rétegtani vázlattal összhangban az É-i parti fúrások és feltárások rétegeit (a delta-klinoformok anyaga) rendre a Somlói Tagozatba sorolták, míg a déli parti rétegek (a delta fedőrétegei és kisebb vastagságú ciklusok) mind Tihanyi Tagozatként lettek értelmezve.

A szeizmikus szelvények alapján nyilvánvaló az is, hogy a DC2 ciklushoz kapcsolódó deltarendszer a Tihanyi-félsziget területén is áthaladt. Erre utal [Sacchi et al. \(1999\)](#) regionális szelvénye (lásd 3.5. ábra), illetve a 3.11. ábrán látható progradációs irányok is. A félszigeten áthaladó delták üledékeit később délies kibillenés mozdította el, hasonlóan a Tihannyal szomszédos Szemesi-medencéhez. Míg a DC2 ciklus tetőszintje a tihanyi Fehérpartnak futó szelvényen (BAL-03) láthatóan a Balaton vízszintje alatt marad,

addig a L-6a „olasz” szelvényen (melyen [Horváth et al. \(2010\)](#) értelmezése is alapul (lásd [3.5 ábra](#)), ugyanez a deltalejtő sorozat a tihanyi hajókikötő magasságában a part fölé ível. Fenti geometriával összhangban a fehérparti rétegsort kizárólag a Tihanyi Tagozat alkotja (ennek alapszelvénye), míg a tihanyi hajókikötő mellett a parton mélyített fúrások (B-5; B-7; B-8; B-14; B-15 és Th-15) a tavi-mocsári üledékek alatt rendre a Somlói Tagozatot harántolták.

Mindezek alapján elmondható, hogy a Balaton nyugati oldalán (Tihanytól-Keszthelyig) a Somlói Tagozat üledékei egyazon deltaciklus részének tekinthetők. Ezek az üledékek egy olyan deltarendszer lejtőin ülepedtek, mely több 10 méter (20-30 métert meghaladó) mély vízben épültek előre, és végül egy egységes deltasíkságot hoztak létre a Középhegység déli előterében. A Középhegység későbbi kiemelkedésével a deltaciklus üledékei az északi parton felszínre kerültek és részben erodálódtak, míg a déli parton a fenti rétegsor csak a mai felszín alatt nyomozható. A Siófoki-medence keleti felében (Pl.: Balatonkenese, Balatonvilágos előtere) a DC2 ciklus sokkal kisebb vastagságú, és a felszínhez képest több tíz, esetleg néhány száz méter mélyen helyezkedik el. Az itteni pan-non feltárásokban már csak a későbbi, és ezáltal fiatalabb ciklusok üledékei tanulmányozhatók, melyek rendre a Tihany Tagozat részét képezik.

3.5.4. A Balaton környéki Száki Formáció kérdése

A Somlói Tagozathoz társított üledékképződési környezettel ellentétben a Száki Formáció képződési körülményei a [3.16. ábrán](#) látható egyszerű modellben már inkább vitathatók. [Sztanó et al. \(2013a\)](#) szerint ez a formáció a behordási ponttól távol eső aljzatmagaslatokon, egy üledékcsapda mögött képződött a középhegységi transzgresszió idején és az azt követő időszakban ([3.4. ábra](#)). Ezzel szemben a balatoni szeizmikus szelvényeken azonosított több 10 méter vastag Száki Agyagmárga egyértelműen a progradáló lejtő előterében ülepedő finomszemcsés anyagból származtatható. Ebből az is következik, hogy képződése a transzgressziót követő normál regressziós fázisban is folytatódott. A kérdéses delták üledéke ráadásul látszólag közvetlenül az idősebb aljzatra települ. Ez a geometria azt a korábbi elképzelést látszik alátámasztani, miszerint a Száki Agyagmárga – legalábbis részben – a hegységperemen kivékonyodó Algyői Formáció (selflejtő) alsó rétegeivel korrelálható ([Cziczér et al. 2009](#)).

A fenti ellentmondás feloldására több lehetőség is kínálkozik. Az egyik megoldás, hogy a Bf-1 fúrásban leírt Száki Formációt még a Somlói Tagozat alsó finomabb szemcsés részeként értelmezzük, és Száki Formáció azonosításánál továbbra is meghatározó

kritériumnak tekintjük annak tisztán nyílt vízi, és szigorú értelemben agyagos jellegét. A Somlói Tagozat ilyen agyagosabb előfordulására feltárásban mutatható példa, azonban ez a megoldás mindenképpen maga után kell vonja a Balaton-felvidéki Száki rétegsorok szisztematikus felülvizsgálatát is. Ezeket a vizsgálatokat előreláthatóan megnehezítené, hogy a szeizmikán felismerhető geometria alapján a fenti két egység mind litológiai, mind faunáját tekintve rendkívül hasonló lehet, ráadásul folytonos átmenettel települ egymásra.

A másik megoldás szerint a Száki Formáció definícióját kiterjesztjük oly módon, hogy ez a formáció magába foglalja mind a távoli prodelta, mind a [Sztanó et al. \(2013a\)](#) által elfogadott tisztán nyílt vízi környezeteket. A definícióban ezáltal megőrizhető lenne a Száki Agyagmárga nyílt vízi (20-90 m mély) jellege, faunája és finomszemcsés összetétele is, két különböző kifejlődésben. Az első kifejlődés a [Sztanó et al. \(2013a\)](#) által elfogadott tiszta agyagmárga lenne (pl.: tatai téglagyári feltárás), míg a második a deltalejtő előterében ülepedő, kicsit durvább szemcsés üledékeket is tartalmazó agyagmárgákat jelentené (pl.: tapolcai feltárás felső része; [Cziczser et al. 2009](#)).

A fenti két kifejlődés (üledékesi környezet) magától értetődően egymást követően is kialakulhatott (pl.: Tapolca, Tata). Erre utalhat az a tény, hogy helyenként a Száki Agyagmárga egy idősebb, jól rétegzett, agyagos és Y alakú életnyomokat tartalmazó, valamint egy fiatalabb aleuritban gazdagabb, a Somlói vagy Csóri Tagozattal átmenetet képező egységre bontható fel ([Jámbor 1980](#); [Cziczser et al. 2009](#)). A két eltérő eredetű agyagmárgát elméletileg a dunántúli transzgressziós esemény és a hozzá kapcsolódó Kállai Kavics rétegek választják el egymástól (3.16. ábra). Ezek a kavicsok esetenként rá- vagy összefogazódva mellé/közételepülnek a nyílt vízi agyagmárgának (pl. Tapolcai-medencében, [Csillag et al. 2010b](#)). A kavicsrétegek révén az egykori partok közelében a két kifejlődés speciális helyzetekben elválasztható, míg a nyílt víz irányában a két egység konkordánssá és elkülöníthetatlenné válik.

3.6. A pannon delták progradációja: a feltöltődés menete

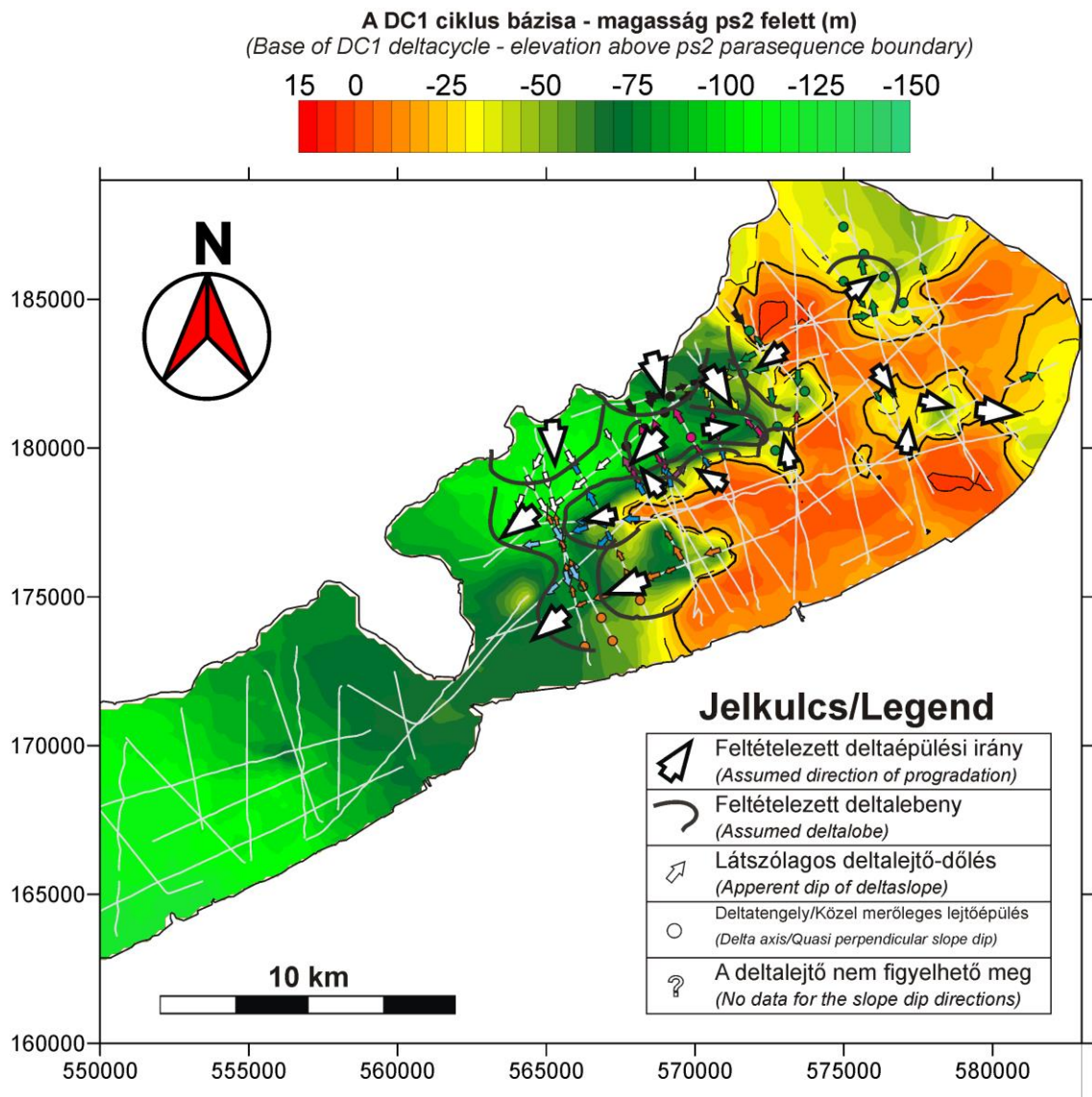
A következőkben a Balaton alatti pannon rétegsor alsó részében azonosított három nagyobb deltaciklus (DC1; DC2; DC3) épülését tekintem át, a „német” többcsatornás és az „olasz” egycsatornás szelvényeken szisztematikusán térképezve az egyes ciklusok deltalejtő reflexióinak látszólagos dőlési irányait. A fenti deltaciklusok vizsgálatával lehetőségünk nyílik meghatározni az egykori főbb behordási pontok (torkolatok) helyzetét, valamint azt, hogy a feltöltődés különböző stádiumaiban hol állt rendelkezésre az üledék befogadására alkalmas kitölthető tér. A feltöltődési irányok utalnak a többől kiemelkedő

magaslatok helyzetére is, melyek (amennyiben voltak ilyenek) erősen módosíthatták az egykori deltaépülés irányát.

3.6.1. A DC1 deltaciklus épülése

A DC1 ciklushoz kapcsolódó deltaépülési irányokat a pannon aljzat rekonstruált térképén ábrázoltam (3.17. ábra). A követhető lejtőreflexiók alapján arra jutottam, hogy a DC1 ciklus számos független, néhány km² összterületű deltalebeny együttesének eredménye. A reflexiók követésével kimutatható, hogy a DC1 ciklus épülése idején a mai Siófoki-medence helyén a vízborítottság erősen limitált volt. A területen azonosítható aljzatmagaslat minden valószínűség szerint szárazulatként emelkedett ki az akkori Pannon-tóból (a DC1 ciklus üledékei nem települnek az aljzatmagaslatra), és a Balatonfüredtől Balatonalmádiig húzódó mai partszakasztól délre egy, a Tapolcai-medencével össze mérhető, 70-120 méteres relatív mélységű öblözetet határolt le a Középhegységi-félsziget déli előterében. A DC1 ciklus épülése során elsődlegesen ez az öblözet töltődött fel, de részben feltöltődtek a szárazulat É-i, K-i és Ny-i oldalának vízzel borított öblei és medencéi is. Ebben az időszakban a vízszint maximálisan a szárazulat szintje alatt 20-25 méterig emelkedhetett (3.13/B ábra), de kezdetben akár jóval alacsonyabb is lehetett. A DC1 ciklust követő üledékek később befedték a Siófoki-medence alatti aljzatmagaslatot, amely arra utal, hogy a DC1 ciklus még részben a középhegységi előtér elöntődésével párhuzamosan jött létre.

Sztanó et al. (2013a) értelmezésével összhangban a tó környéki fúrások azt jelzik, hogy ebben az időszakban a Siófoki-medencében először agyagos üledékek rakódtak le, majd nem sokkal később megkezdődött a delták kiépülése is. A Siófoki-medence északi részén található öblözet nagy részét minden kétséget kizáróan egy dél felé épülő delta-komplex töltötte fel, mely fokozatosan Ny-ias irányba fordult, követve az aljzat topográfiaját. A dél felé épülő, É-ias irányból táplálkozó rendszer mellett létezhetett azonban egy másodlagos D-ies forrás is, melynek limitált feltöltő hatása kizárólag az öblözet déli peremén, illetve a Siófoki-medencében emelkedő egykori szárazulat Ny-i oldalán nyomon követhető. Utóbbi behordás Sztanó szóbeli véleménye szerint magyarázható akár az előbbi É-ias forrással is, ha az egykori aljzatmagaslatot sekélyen víz borította. A delták üledékei ily módon felfuthattak az öblözettől délre elterülő aljzatmagaslatra, majd észak felé visszahordódhattak a mélyebb vizű területek felé. A szeizmikán térképezett É-i irányba mutató progradáló geometria ebben az elképzelésben mindössze a nyugat felé épülő delta-lejtők megtévesztő leképeződése eredménye lenne.



3.17. ábra: A DC1 ciklusban térképezett deltalejtő-dölések és az ezek alapján értelmezett feltöltési irányok. Háttérben az egykori aljzat topográfiai térképe (3.13/B. ábra). A különböző színű nyilak különböző lejtő-épülési egységeket, lebenyeket reprezentálnak.

Figure 3.17. Deltaslope dip directions and interpreted progradational pattern related to the DC1 delta complex indicated on paleotopographic map of the basement (Figure 3.13/B). Different colours represent different progradational units and delta lobes.

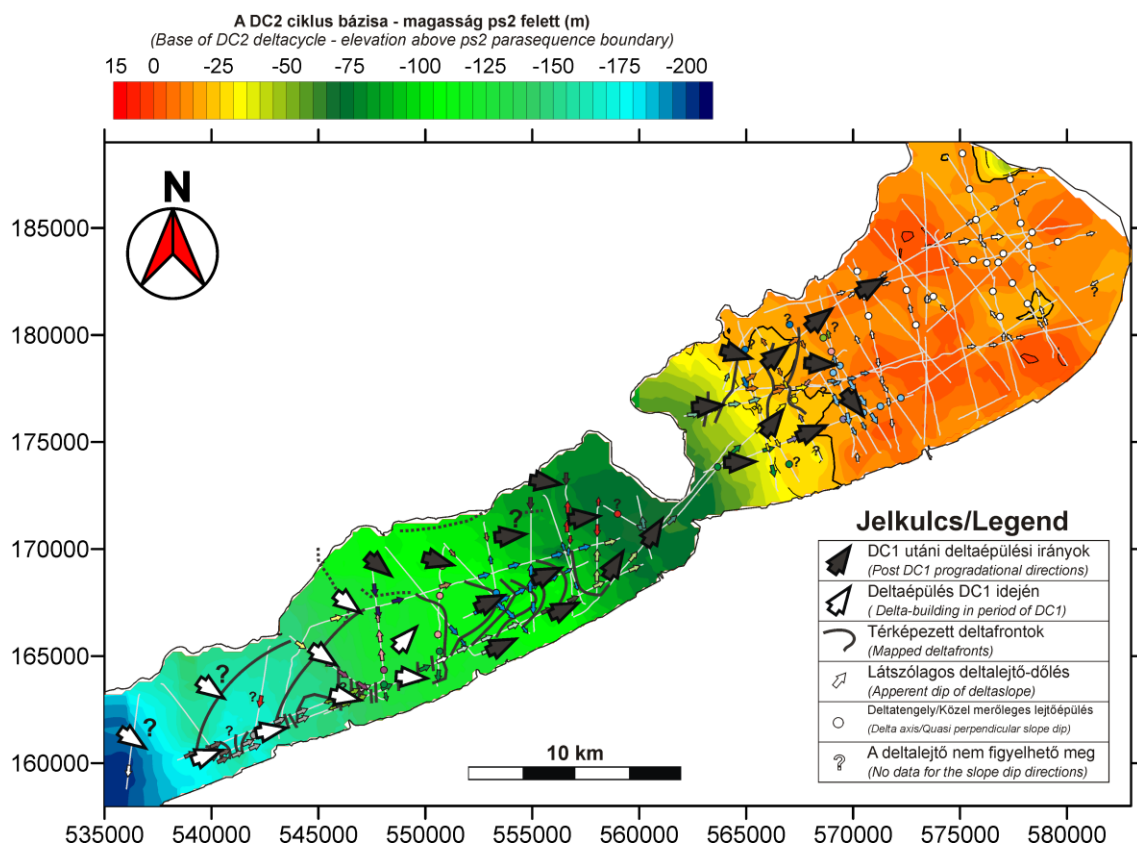
A feltöltő deltarendszer végeredményben egy Ny-DNy-i lefutású partvonalat hozott létre az egykori szárazulat Ny-i peremén, melyen egy, a DC2 ciklussal szemben építkező deltarendszer épült ki (3.10. ábra). A deltarendszer forrásai egy relatív vízszint-emelkedési esemény hatására később megszűntek. A déli behordási pont megszűnését (amennyiben volt ilyen) az egykori szárazulat teljes elöntése idézhette elő, míg az északi forrás esetében feltehetőleg a vízszint-emelkedéssel együtt járó torkolat-áthelyeződéssel kell számolnunk.

A DC1 ciklus anyagát illetően kétféle elképzelés létezik. Az egyik lehetőség, hogy a ciklushoz tartozó deltákat már a Kisalföld felől érkező szállítási rendszer építette ki, mely a tőle több 10 km-rel nyugatabbra épülő DC2 ciklussal közel egyidőben léphette át a mai Középhegység vonalát. Ebben a modellben a DC1 ciklus anyagát ugyanaz az aleuritos kőzetanyag építi fel, mint magát a DC2 ciklust. Utóbbi összhangban van azzal, hogy a Balatontól keletre (pl.: Balatonkenese környékén) számos fúrásban kimutatható az a Somlói Tagozat, mely feltehetőleg a DC1 ciklus deltalejtőinek anyagát tartalmazza. A másik lehetőség, hogy a DC1 ciklus anyaga még független a Kisalföld felől érkező beszállító rendszertől, és a nyugat felől épülő DC2 ciklussal egyidőben a Középhegységi-félszigetről, illetve a Balaton alatt azonosított aljzatmagaslathoz kapcsolódó egykori szárazulatról lepusztult kőzetanyagot tartalmazza. Ebben az elképzelésben a DC1 ciklushoz tartozó delták közzétanilag a Kállai Formációhoz tartoznának.

A deltaklinoformok dőlésszöge alapján a kérdéses anyag vélhetően nem a klasszikus értelemben vett kállai kvarckavicsból áll, mivel a DC1 deltarendszer néhány É-ÉK-ies áldőlésű klintoformtól eltekintve teljesen hasonló felépítésű, mint a nyugati DC2 ciklus. Ha a delták anyaga a Kállai Formációba tartozik is, igen valószínű, hogy a formáció homokos-aleuritos kifejlődésével és nem áthalmozott kvarckaviccsal van dolgunk. A DC1 ciklus anyagát direkt módon mintázó fúrás sajnos nem áll rendelkezésre, így a kérdés jelenleg nem eldönthető. Ugyanakkor figyelembe véve a Középhegység kiemelkedésének lehetséges mértékét, a tó környéki fúrások rétegsorát és a delta klintoformok általános dőlését a ciklusban, inkább az első elképzelés favorizálható.

3.6.2. A DC2 deltaciklus épülése

A DC1 ciklus látszólag rövid „életidejével” szemben a DC2 kiépülése a Balaton alatti pannon történet jóval hosszabb időszakát testesíti meg. Tulajdonképpen ez az a deltasorozat, amely alapján a feltöltődés korai szakasza megérthető és rekonstruálható. A nyugati deltafront épülése már a Fűred előtt térképezett DC1 ciklust lerakódását megelőzően elkezdődhetett, tartott a DC1 kiépülése alatt is, majd annak fedőjében folytatódott tovább. A térképezett lejtőépülési irányok alapján (3.18. ábra) a ciklust alkotó deltarendszer durván Ny-ról K-i irányban épült előre. Az É-i parthoz közel és a Szemesi-medence nyugati végében található néhány szelvény alapján általában DK-ies épülési irányokat sikerült rekonstruálni, melyeket kicsit délebbre, illetve keletebbre már szisztematikusan felülírják a K-ies sőt esetenként ÉK-ies jellegek.

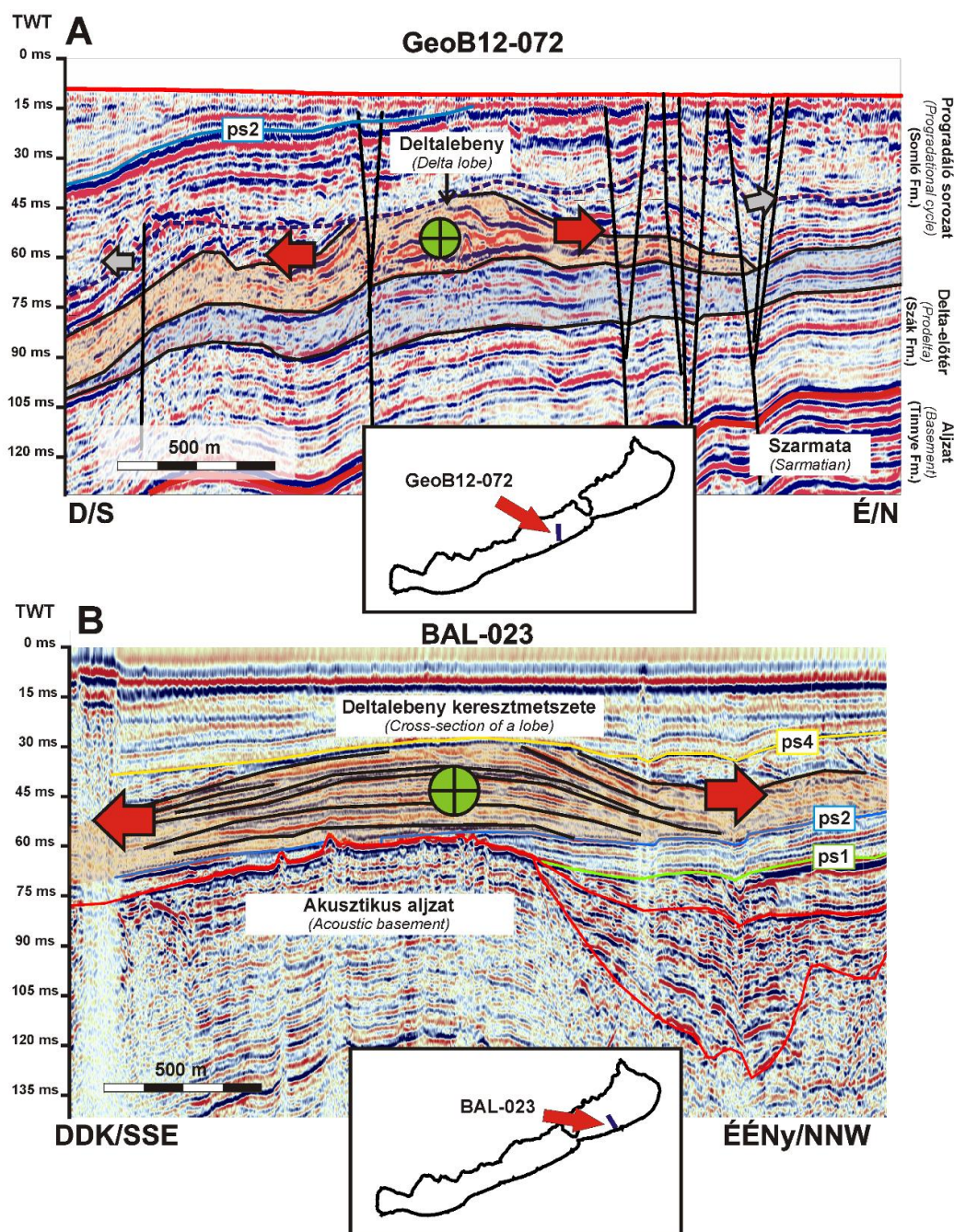


3.18. ábra: A DC2 deltaciklushoz tartozó deltalejtők térképezett áldölései és az ezek alapján feltételezett lebenyépítési irányok. Hátterben a DC1 ciklus lezárulását követő egykori topográfia a DC2 ciklus üledékei nélkül. A különböző színű nyilak különböző lejtőépítési egységeket, lebenyeket reprezentálnak.

Figure 3.18. Mapped apparent slope dip directions and assumed progradational pattern of the DC2 delta complex. Map in the background showing paleotopography after DC1 cycle but without sediments of the DC2 complex. Different colours represent different progradational units and deltalobes.

A térképezés alapján a deltarendszert felépítő lebenyek építési irányai időről-időre megváltozhattak (rövid periódusidejű autociklikus lebeny áthelyeződések hatására), és az egymást követő lebeny-nyelvek sok esetben egymást fedve, vagy a korábbi deltalejtőkre rálapolódva épültek tovább. A Szemesi-medencében megfigyelhető ellentétes irányú áldöléseket is többnyire ilyen egymásra épülő, különböző korú lebenyek okozzák (lásd 3.18. ábra).

A kelet felé egyre sekélyebbé váló vízben a lebenyek alakja már előre futó „nyelv-alak” lehetett, melynek hossza meghaladhatta az 5 km-t, míg a lebenytörzs szélessége 1,2-2,5 km között változott. Egy-egy ilyen, a DC2 (Szemesi-medence belső része) és a DC3 ciklusokból (pl.: Siófok előtt) származó deltanyelv közel merőleges metszete a 3.19. ábrán látható.



3.19. ábra: A deltaösszletet felépítő deltalebenyek közel merőleges metszete és közelítő méretei. A) Deltalebeny metszet a DC2 ciklus felső részében – Szemesi-medence; B) Deltalebeny metszet a DC3 ciklusban (Siófoki-medence).

Figure 3.19. Nearly perpendicular cross-section of the deltalobes building up the Pannonian delta complexes. A) A deltalobe from DC2 cycle – Szemes basin; B) A deltalobe from DC3 cycle (Siófok basin).

Az előrefutó lebenyek keresztmetszeti képe leginkább arról ismerhető fel, hogy a deltalejtő dőlése szisztematikusan ellentétes irányúvá válik a szelvényeken. Az ellentétes dőlésű deltalejtők között az üledékek antiklinális jelleget mutatnak, melynek széleinél a lejtőreflexiók lelapolódása figyelhető meg. A struktúra középső részén, a lebeny tengelyében már nincs szisztematikus dőlés, ugyanakkor egy-egy esetben az egykori elosztó

csatorna (*distributary channel*), sőt a gátak (*levee*) helyzete is megsejthető. A fenti jelleg szisztematikus térképezésével az egyedi deltanyelvek több párhuzamos szelvényen is követhetők voltak, melyek tengelyét kijelölve megadható a feltöltődés valós iránya.

A lebenytengelyek térképezése mellett a deltarendszer épülésének K-ies jellegét egyértelműen megerősíti, hogy a Ny-K-i irányítottságú szelvényeken a lejtőklinoformok dőlései gyakorlatilag kivétel nélkül K-re mutatnak. Ezzel szemben az É-D lefutású szelvényeken sehol se ismerhető fel ilyen szisztematikus dőlésirány. A deltalejtők sokszor nem azonosíthatók (ami a behordásra közel merőleges irányra utal), vagy ha igen, akkor a deltalejtők változó szintekben (általában a ciklus felső részén) és váltakozó irányokban jelentkeznek, összhangban a fenti lebenyépülési modellel.

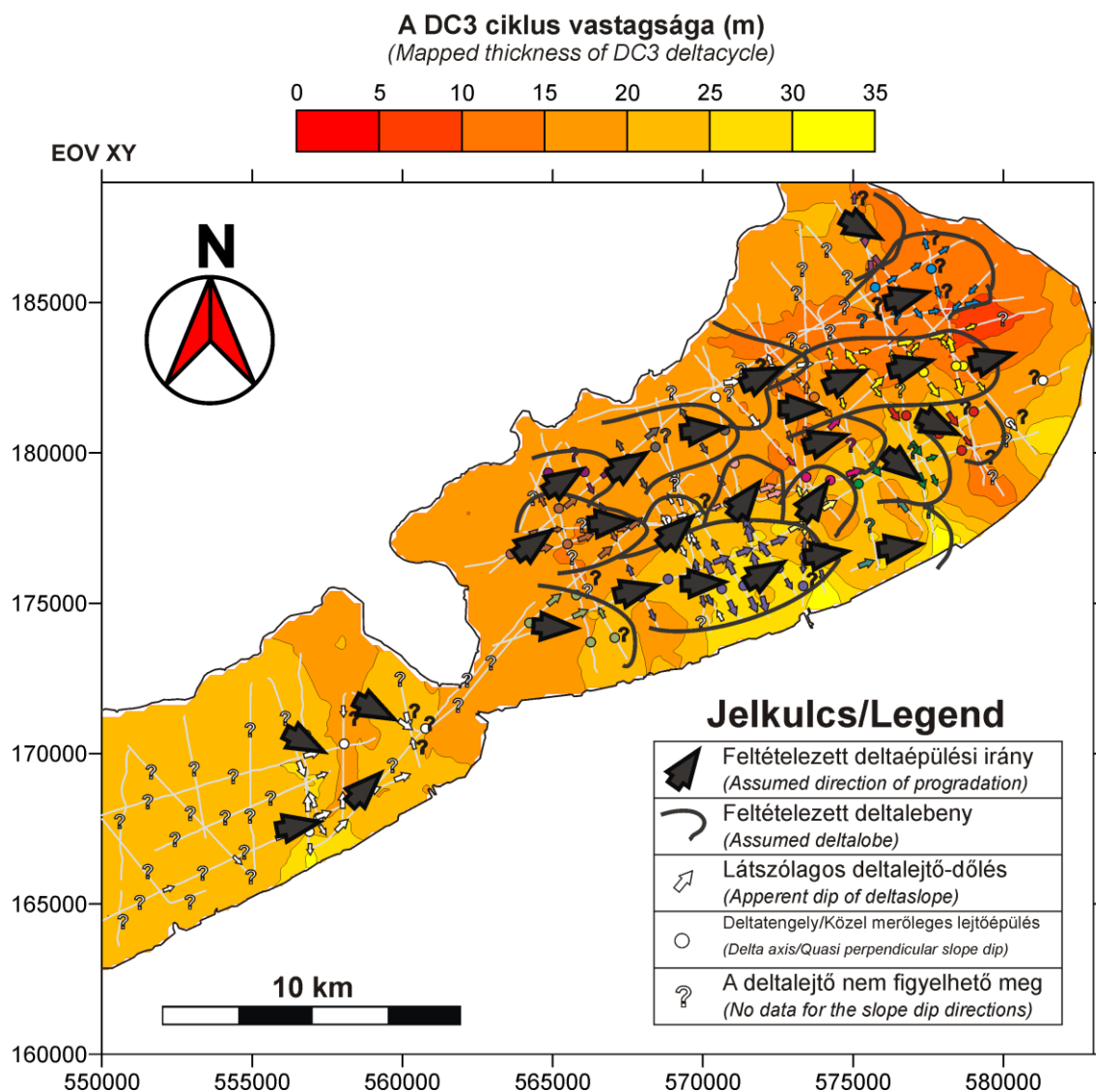
3.6.3. A DC3 deltaciklus épülése

A DC3 ciklus kiépülése teljesen hasonló képet mutat, mint amit a DC2 ciklus esetében láttunk (3.20. ábra). A két ciklus közötti eltérés mindössze abban fogható meg, hogy a DC3 ciklushoz tartozó paleo-vízmélység rendre alacsonyabb volt, és ezen a cikluson belül már kevésbé jellemzőek a DK-ies látszólagos dőlési irányok. A DC3 ciklus deltái mintegy 10-25 méteres egykori vízmélységről tanúskodnak, és a 3.20. ábrán vázolt lebenynyelveket létrehozva kelet felé terjeszkedtek. A Siófoki-medencében két igen látványos lebenysorozatot sikerült azonosítanom. Az egyik a déli parthoz közel, a tihanyi Fehérpart felől épült Siófok irányába, míg a másik ezzel közel párhuzamosan, kb. Balatonfüred magasságától egészen a mai Balatonvilágosig térképezhető. A két fő feltöltési tengely között a deltaépülési irányok váltakozóak. Az enyhén É-ias, illetve D-ies áldölések azt támasztják alá, hogy a két deltaág közötti teret a lebenyek együttes erővel töltötték fel. Nyugatabbra inkább a déli ág feltöltő hatása, míg keletebbre inkább az északi lebenyről D fele forduló üledékbehordás dominált. A Fűzfői-öböl alatt, illetve Balatonkenese előtt a térképezett irányok bizonytalan DK-ies épülést mutatnak, ami utalhat egy harmadik, É-ÉNy felől érkező deltaág jelenlétére is.

3.6.4. A későbbi deltaciklusok épülése

A pannon rétegsor fiatalabb részében azonosítható progradációs irányok alapján a K-ies feltöltési trendek a DC3 ciklust követően is domináltak. Az egyetlen látványos kivételt a DC3 deltasorozat kiépülését közvetlenül követő PS5 paraszekvencia jelenti. Ennek a paraszekvenciának a vastagsága Balatonkenese felé fokozatosan nő, ami a térképezhető lejtő-klinoformokkal összhangban egy ÉNy-ias behordási irányra utal a tó ÉK-i

csücskében (lásd 3.10. ábra KÉK vége, Balatonkenese magasságában). Ez a jelleg a későbbi ciklusokban már sehol sem figyelhető meg.



3.20. ábra: A DC3 deltaciklus kiépülése és a deltalejtő térképezett áldőlés irányai. A ciklust alapvetően a K felé tartó nyelvszerű, előrefutó delták uralták, melyek közel állandó vízmélység mellett képződtek. A különböző színű nyilak különböző lejtőépülési egységeket, lebenyeket reprezentálnak.

Figure 3.20. Construction of the DC3 delta cycle and mapped apparent dip directions for the delta slopes. The delta complex built up from elongated delta lobes to an easterly direction. The water depth was quite constant during this period. Different colours represent different progradational units and deltalobes.

A fiatalabb pannon üledékek közül a PS10 paraszekvencián belül végeztem lejtőépülésre vonatkozó részletes vizsgálatot. Ez az egység igen jól követhető a Balatonvilágos előtti Seistec™ szelvényháló segítségével, mely egy korábbi OTKA projekt keretében lett felvéve. Az OTKA-jelentésben [Sztanó & Magyar \(2006\)](#) a ciklusban felismerhető

déli dőlésekről számolnak be, mely értelmezésük szerint kapcsolatot jelent a somogyi szeizmikán látható délies dőlésű selflejtők felé. A deltalejtőket szisztematikusan térképezve én magam egy KÉK-ies irányba épülő lebenyt azonosítottam. A déli parthoz közel valóban délies dőlések jelennek meg, de a szelvényháló É-i részén az áldőlések már szisztematikusan É-ias irányt mutatnak. A Ny-K-i szelvényeken a dőlések általában K-i irányítottaságúak, de egy adott sávon belül a lejtőreflexiók eltűnnek, és nem követhetők tovább. Véleményem szerint ez a NyDNy-KÉK lefutású sáv egy olyan lebeny tengelyét jelöli, amely KÉK-i irányba épült előre. Később ezt a lebenyt kétségkívül keresztülvágja egy DK-ies lefutású folyórendszer, mely a következő két paraszekvenciához kötődik (Földvári, 2009). Hogy ez a szállítási irány átmeneti volt-e, vagy innentől kezdve már a délies deltaépülés dominált, azt a rendelkezésre álló adatok alapján nem lehet megmondani, mivel a medreket tartalmazó ciklusok nagy része mára lepusztult.

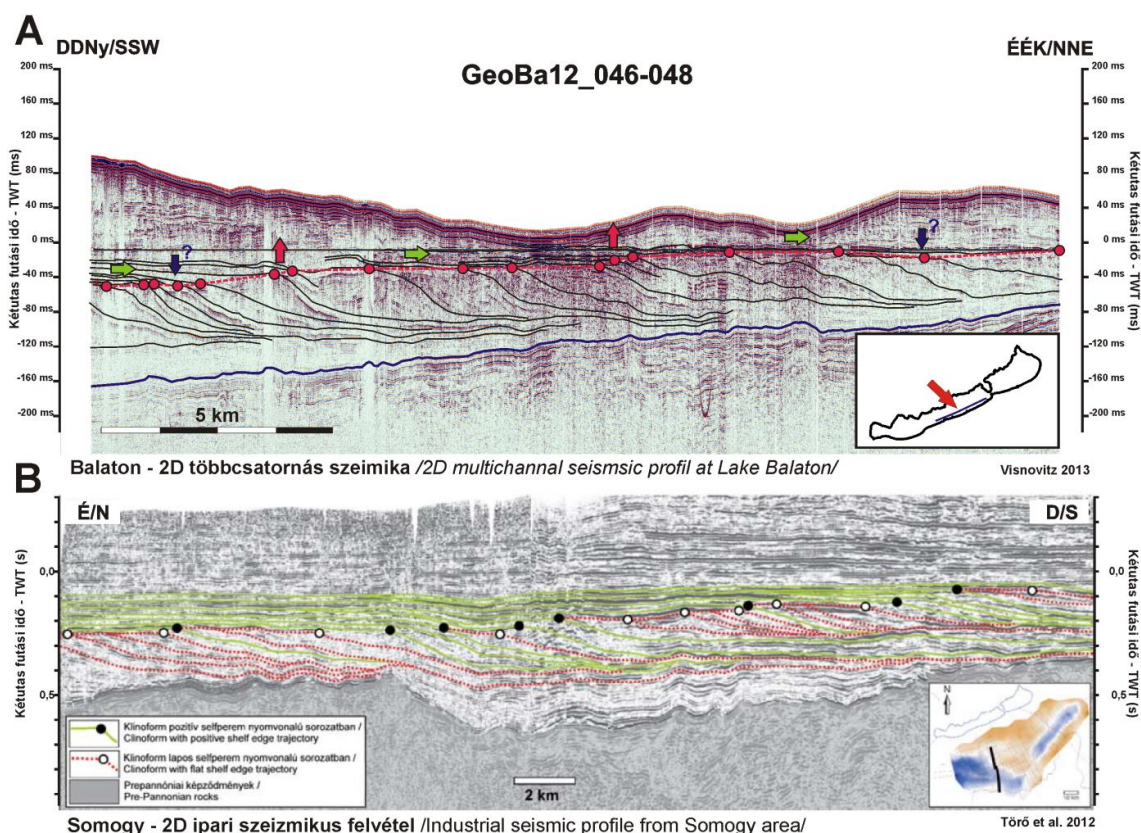
3.7. A relatív vízszintváltozások vizsgálata a Balaton alatti deltaciklusokban

3.7.1. Trajektóriakövetés a balatoni szeizmikus anyagon

A Balaton térsége, mely az egykori Pannon-tó peremterülete volt, a relatív vízszintváltozások vizsgálatára is ideális helyszín. Kis regionális lejtése miatt a területen elterülő, sekélyen vízzel borított self, illetve az ezt felváltó későbbi deltasíkság igen érzékenyen reagálhatott a vízszintváltozásokra. Ez a lapos térszín már kisebb elöntés esetén is teljes egészében víz alá kerülhetett, míg hasonló mértékű vízszintesés nagyobb területeket is szárazulattá tehetett. Utóbbi esetben a nyílt víz irányába hátráló part felé siető folyók könnyen bevágódhattak, medreket hátrahagyva az üledékes rétegekben. Ha voltak tehát 30 métert meghaladó, rövid időn belül lezajló relatív vízszintesési vagy vízszint-emelkedési események a területen, akkor ezt a balatoni szeizmikus anyag igen jó eséllyel dokumentálta.

A balatoni szeizmikus anyagban a trajektóriapontok követése a DC2 ciklus delta-lejtői esetében lehetséges. Ennek a ciklusnak a tetőszintje (ps2 határ, kék horizont), egyben egy olyan felület is, mely nagy területre kiterjedően teszi lehetővé az utólagos deformációk kiegyenlítését (lásd 3.3.3 fejezet). A kiegyenlített szelvényen (3.10/B ábra) látható geometria alapján már könnyen elvégezhető a markánsabb klinoformok töréspontjainak (trajektóriapontok) követése. A vizsgálatok alapján a Balaton alatti pannon üledékek a trajektóriakövetés szempontjából is teljesen hasonló képet mutatnak, mint a somo-

gyi ipari szeizmikus adatok (3.21. ábra). A lejtőépülés során, a legmarkánsabb lejtőreflexiók követésével hosszabb (akár 5-8 km) progradáló és rövidebb (0,5-1,5 km) aggradáló szakaszok különíthetők el (3.21. ábra).



3.21. ábra: A Balaton alatti DC2 ciklushoz tartozó deltaletjtő (A) és a nála egy nagyságrenddel nagyobb somogyi selflejtő (B) kiegyenlített képe és a trajektóriakövetéssel azonosított relatív vízszintváltozások. A két lejtő teljesen hasonló képet mutat, a trajektóriapontok mindkét esetben stagnáló vagy kismértékben emelkedő vízszinteket jeleznek (Törő et al. 2012 és Visnovitz 2013 alapján).

Figure 3.21. Results of trajectory analysis on the flattened profile of DC2 cycle at Lake Balaton (A) and industrial seismic profile from Somogy area. It can be seen that both profile show similar trajectory path with alternating stagnant and rising relative water levels (based on Törő et al. 2012 and Visnovitz 2013)

A relatív vízszintváltozás mértéke az aggradáló egységekben mintegy 20-30 ms, vagyis nagyjából 15-30 méter lehetett. Ez utóbbi jó egyezést mutat a lejtő feletti fiatalabb paraszekvenciális egységek vastagságával is, ami a 10-40 ms tartományban mozog. A DC2 ciklus lejtőit szisztematikusan térképezve (3.10/B ábra), a déli parthoz közel futó szelvényeken összesen öt jelentősebb aggradációs szakaszt sikerült elkülöníteni. Ezek kelet felé haladva egyre távolabb helyezkednek el egymástól, ami az aljzat mélységének fokozatos csökkenésével függhet össze.

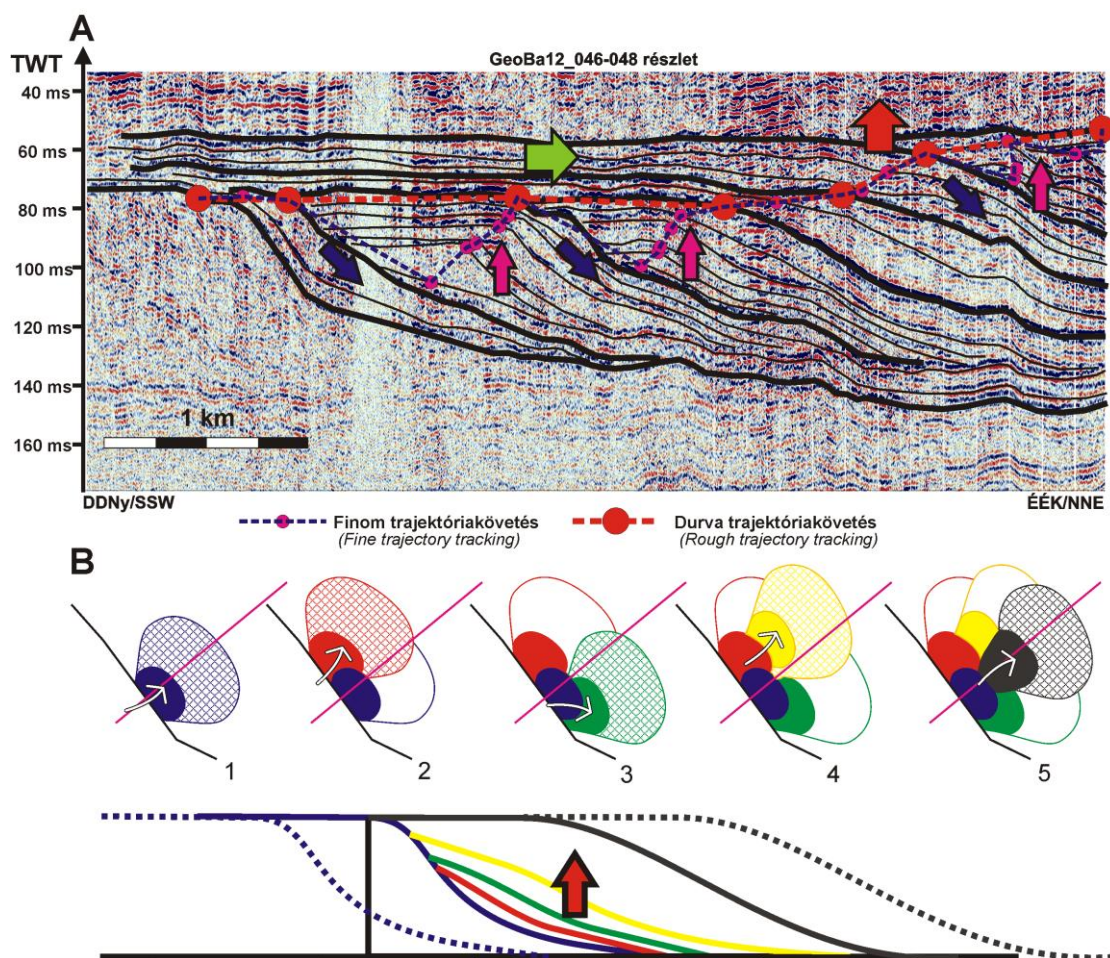
A progradáló szakaszok további vizsgálatával enyhén ereszkedő trajektóriaszakaszokat is sikerült kimutatnom. Ezek a szakaszok összességében valamivel

kisebb, mint 10-20 ms-ot, azaz 10-15 métert nem meghaladó relatív vízszinteséseket sejtetnek. Bár jelenlétük a trajektóriakövetés alapján némiképp bizonytalan, ezek a relatív vízszintcsökkenések látszólag mindig a relatív vízszintemelkedéseket közvetlenül megelőző időszakban jelentkeznek, tehát követik a klasszikus értelemben vett szekvenciális ciklusok menetét.

A nagyfelbontású balatoni szelvényeknél érdekes volt megvizsgálni a markáns klinoformok közötti klinotéma testek belső rétegtani szerkezetét is. Az ilyen finom vizsgálatok esetében több helyen is azt vettem észre, hogy egy-egy klinotémán belül a belső reflexiók rálapolódnak a klinotéma bázisát adó idősebb klinoformra, és felfelé építkezve fokozatosan felérnek az őket burkoló fiatalabb lejtőreflexiókig (3.22/A ábra). Teljesen hasonló jelenségek az egy nagyságrenddel nagyobb léptékű somogyi ipari szeizmikán is megjelennek (Törő et al. 2012 – „9. ábrán látható szelvény ÉK-i vége”), vagyis ez a belső szerkezet mindenképpen figyelmet érdemel.

A belső reflexiók letörési pontjait követve a klasszikus trajektóriamodell alapján azt gondolhatnánk, hogy a relatív vízszint a klinotéma alsó határa mentén előbb akár 30-40 ms-ot (25-35 métert) esett, majd viszonylag gyorsan emelkedni kezdett mindaddig, míg vissza nem állt a korábbi vízszinthez tartozó állapot. Amennyiben ezeket a változásokat elfogadjuk, egy rendkívül „zaklatott” és intenzíven változó relatív vízszinttel kellene számolnunk. Ebben a térségben mindezt igen nehéz lenne akár tektonikai, akár klimatikus hatásokkal magyarázni, ami azt sejteti, hogy nem valódi vízszintingadozás áll a jelenség hátterében.

A különböző korú lebenyek egymásra épülése mindenféle vízszintváltozás nélkül is teljesen hasonló struktúrákat hozhat létre (3.22/B ábra), mint amilyeneket a 3.22/A ábrán látunk. A behordási pont áthelyeződésével épülő lebenyek ráadásul egy jól meghatározott vízszinthez tartozhatnak, ami összhangban van azzal, hogy az egymás utáni klinotémák határát jelentő klinoformok tetőszintje közel azonos szintben van. A viszonylag sekély selfen épülő delták, egymást előzgető és váltakozó irányban épülő pár kilométer széles lebenyekből állhattak, melyekhez időről-időre áthelyeződő torkolatok tartoztak (*lobe switching*, pl.: Correggiari et al. 2005). Az üledékbehordás térbeli eltolódása révén a szelvény vonalába eső lejtőn elsőként a kissé eltolódva épülő lebeny prodelája jelenik meg, majd a lebeny folyamatos oldalirányú kifejlődésével a rendelkezésre álló tér feltöltődik a korábban adott vízszintig. Utóbbi a szelvény metszetében egy felfele építkező, a korábbi lejtőkre rálapolódó klinoformokból álló sorozatot hoz létre.



3.22. ábra: A finom trajektóriakövetés eredményei (A) és az egymásra települő deltalebenyek építette lej-tőstruktúra (B), amely vízszintváltozás nélkül is magyarázhatja a rálapolódó reflexiókat (Visnovitz 2013 alapján).

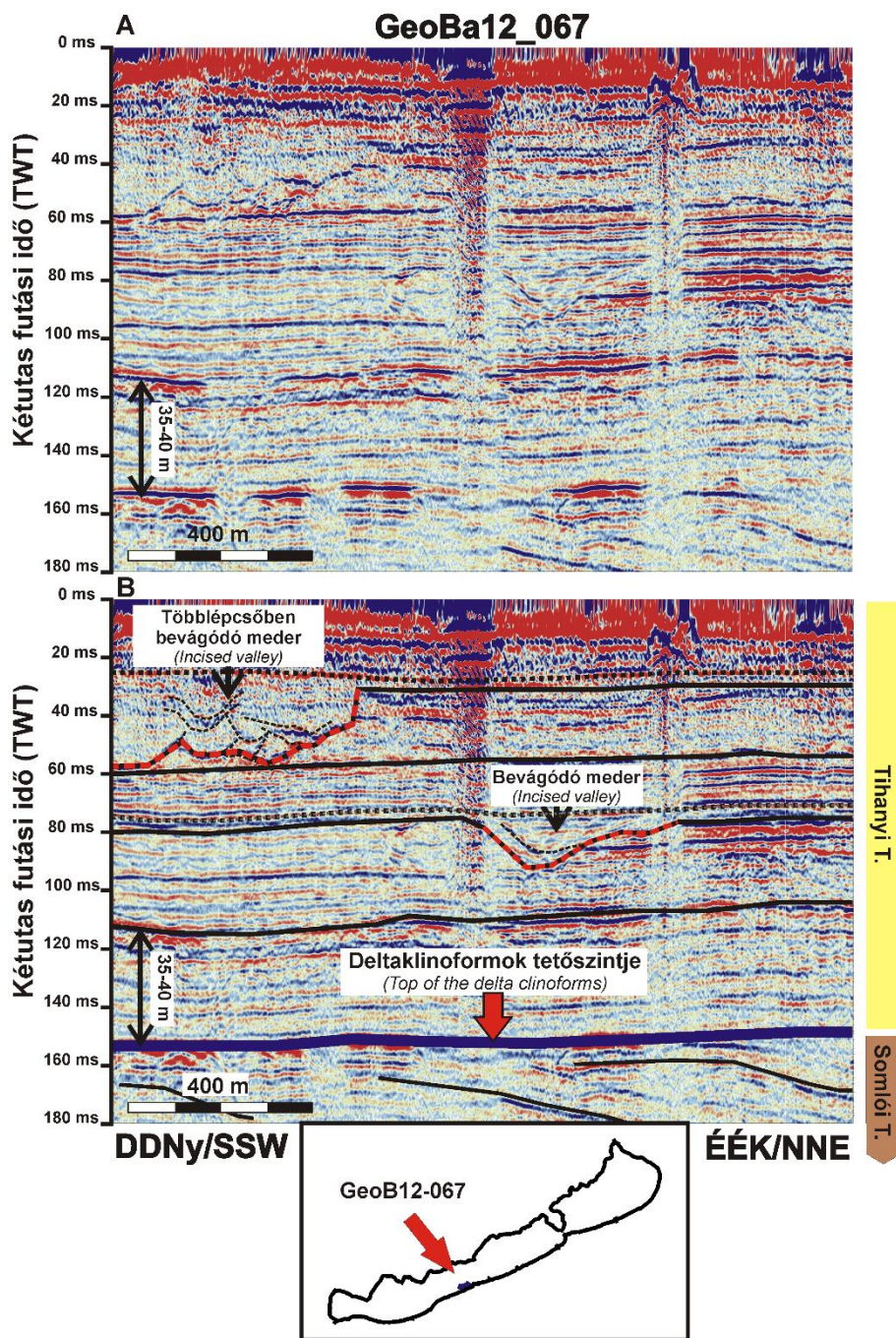
Figure 3.22. Results of the fine trajectory analysis (A) and the model of stacking delta lobes (B) that can create the observed stratigraphic pattern without any notable lake-level fluctuation (based on Visnovitz 2013)

3.7.2. Medrek a pannon rétegsorban

Az ereszkedő trajektóriapontok mellett a relatív vízszintesésnek másik fontos indikátora lehet a bevágódó medrek megjelenése az üledékes rétegsorban. A Siófoki-medence sztratigráfiájának tárgyalása kapcsán láthattuk (3.3. fejezet), hogy a pannon rétegsor több szintjében találhatók különböző méretű csatornácskák és folyómedrek, melyek potenciálisan az egykori relatív vízszintesés indikátorai lehetnek. A fenti medrek egy jelentős része valószínűleg nem vízszinteséshez kötődik, hanem az épülő deltalebenyekhez tartozó, az üledéket szétterítő folyóágakhoz tartozó csatorna (*distributary channel*), és ezáltal természetes elemei az egykori deltasíkságnak. Ezeknek a leginkább lapos U alakú csatornáknak a szélessége a többcsatornás szelvényeken látható deltalebeny metszetek alapján (pl.: 3.19/A. ábra) mintegy 100-200 méter lehetett, mélységük pedig 4-6 m között

mozoghatott. A medrek egy másik része azonban nem ilyen egyszerű folyóvízi csatorna volt, hanem a fentieknél szélesebb (több 100 méteres) és általában valamivel mélyebb (5-10 m), több lépcsőben bevágódó eróziós völgy (pl.: [Földvári 2009](#); [Novák 2006](#)). Nem valószínű, hogy ezek az összetett medrek a deltalebenyek tengelyében futó folyóágak voltak, inkább a deltasíkságon áthaladó eróziós csatornák lehettek. Az eróziós csatornák már nem feltétlenül követték a lokális üledék-behordási irányokat, hanem közvetlenül az egykori erózióbázis felé tartottak. Mintegy 40-60 méterrel a mai Balaton vízszintje felett egy ilyen, kb. 400 méter széles és 16 méter mély, több lépcsőben bevágódó meder azonosítható a fonyódi várhegy oldalában is. Ezt a medret [Novák \(2006\)](#) egyértelműen eróziós csatornaként („kanyon”) azonosította, mint egy kisebb léptékű relatív vízszintesítés fontos indikátora. A 2003-ban Fonyód előtt felvett SeistecTM szelvényeken [Novák \(2006\)](#) teljesen hasonló medreket ismert fel, melyekről a két bevágódás hasonló méretei és irány alapján azt feltételezte, hogy valószínűleg ugyanazon csatorna részei. A két képződmény összekapcsolására egy nagyobb normálvetőt feltételezett, mely a Balaton alatti rétegeket a fonyódi feltáráshoz képest mélyebb rétegtani pozícióba helyezhette.

Az új egy- és többcsatornás szeizmikus szelvényeken nekem is több hasonló medret sikerült azonosítanom (3.23. *ábra*). A Siófoki-medencében ezek egy-két kivételtől eltekintve a keleti part közelében (Balatonvilágos, Balatonakarattya és Balatonkenese előterében) nyomozhatók, és a legfiatalabb (PS8 és azt követő) ciklusokhoz kötődnek. Ugyanilyen medrek Lelle-Boglár-Fonyód magasságában és Fonyódtól még nyugatabbra kerülnek elő azokon a déli parthoz közeli helyeken, ahol rétegtanilag a Balatonvilágos előtti rétegsorral közel egyidős rétegek vannak. A medrek általában a DC2 ciklus feletti, közel párhuzamos egységekben ismerhetők fel, és legtöbbször többlépcsős bevágódást mutatnak (3.23. *ábra*). A medrek mélysége 10-30 ms-ra tehető, vagyis általában 10 és 20 méter közötti. Kivételes esetben elérheti akár a 30 métert is. A szeizmikán látható medrek lefutása nehezen meghatározható, mivel a rendelkezésre álló többcsatornás szelvények igen szétszórtnak helyezkednek el. A 3.23. *ábrán* látható Ny-K-i szelvényen felismerhető medrek, valamint a Várhegyben leírt feltárás ugyanakkor azt sugallják, hogy a Fonyód környéki bevágódások D-ies irányba tarthattak, egyenesen a somogyi mélyebb vizű medencék (pl.: Mezőcsokonyai-árok) felé.



3.23. ábra: Az egykori deltasíkságba bevágódó medrek képe a Fonyód és Boglár között rögzített többcsatornás szeizmikus szelvényen (Visnovitz 2013 alapján)

Figure 3.23. Incised valleys in the multichannel seismic profile between Fonyód and Boglár (After Visnovitz 2013)

3.7.3. A vízi szeizmikán megfigyelhető relatív vízszintváltozások időbeli nagyságrendje

A Pannon-tóval foglalkozó tanulmányok többnyire nehézségekbe ütköznek a rétegsorban felismerhető üledékes ciklusok pontos periódusidejének meghatározásában, mivel ezekre a rétegekre nézve abszolút koradatok csak szórványosan, vagy egyáltalán nem áll-

nak rendelkezésünkre. Általánosságban az a nézet terjedt el, hogy a kisebb üledékvastagságokkal jellemezhető magasabbrendű (negyed-, ötödrendű) paraszekvenciálisnak ciklusok a Föld pályaelem-változásaihoz kötődő klimatikus ciklicitáshoz (Milankovič-ciklusok), illetve az üledékbehordás jellegében történő autociklikus változásokhoz köthetők. Ezen változások időbeli nagyságrendje pár 10-től pár 100 ezer év között változik. Az ennél nagyobb skálájú változásokat a kutatók tektonikus, esetleg eusztatikus hatásoknak tulajdonítják, melyek 0,5 milliótól több millió éves időtartamig terjednek, és a klasszikus értelemben vett harmad- illetve másodrendű szekvenciák kialakításért felelősek. A Balaton alatti pannon rétegekben számos kis léptékű (~15-30 m-es) relatív vízszintváltozási esemény figyelhető meg, melyek részben a nyugatról érkező DC2 ciklus épüléséhez kötődő aggradáló-progradáló ciklusokként, részben pedig a DC2 ciklust követő vékonyabb transzgresszív ciklusok közötti előntési felszínek formájában jelentkeznek. A relatív vízszintváltozások fenti két formájához lényegében azonos üledékvastagságok tartoznak, melyek hasonló hierarchiájú változásokat jeleznek előre.

Az ipari szeizmikán felismerhető progradáló-aggradáló egységekből álló ciklusok nagyságrendjét Sztanó és társszerzői a közelmúltban publikált munkáikban nagyjából 100 ezer évre teszik (pl.: [Uhrin 2011](#); [Törő et al. 2012](#); [Sztanó et al. 2013b](#)). Ezekhez a változásokhoz általában 1-2, esetenként 4-5 szeizmikus reflexióval járó relatív vízszin-emelkedések tartoznak, ami a szeizmikus szelvények felbontását figyelembe véve 30-150 métert jelent. A fenti kort a szerzők többnyire [Magyar et al. \(2013\)](#) selflejtő progradációs térképe alapján becsülték meg a selfperem területen való áthaladásának ideje és a felismerhető ciklusok száma alapján.

Az nyilvánvaló, hogy a Balaton alatt nyomozható vízszint-emelkedési ciklusok mértéke általában jóval kisebb, mint az ipari szeizmikán megfigyelhető ciklusoké. Az itt tapasztalt durván 15-30 méteres változások az ipari szeizmikán jó esetben egy reflexióként jelentkeznének, de sokkal valószínűbb, hogy csak minden második vagy harmadik ciklus kerülne leképezésre a szelvények felbontásából adódóan. Az ipari szeizmikán látható ciklusok ennek fényében kétfélék lehetnek: 1) Ciklusok, melyek a Balatonnál azonosított, kisebb vastagságú és magasabb rendű ciklusok szuperpozíciójaképpen jönnek létre; vagy 2) A balatoni ciklusokkal azonos rendű, de azoknál lényegesen nagyobb súlyyedési rátát és ezzel lépést tartó üledékbehordást tükröző ciklusok. A fenti két lehetőséget figyelembe véve azt várjuk, hogy a Balatonnál azonosított üledékciklusok kora maximálisan néhány 100 ezer év, de a ciklusok többsége valószínűleg ennél rövidebb lefutású.

Magyar et al. (2013) megfigyelései alapján a selfperem előreépülése a Pannon-mendecében átlagosan 67 km/Myr sebességet mutat, melyhez egy kb. 3-400 méteres átlagos vízmélység rendelhető. Azonos üledékbehordást feltételezve ez az érték a Balaton területén azonosítható 60-80 méteres, illetve a későbbiekben max. 30-40 méteres vízben 5-10-szer gyorsabb, azaz 33-67 km/100 kyr előreépülést feltételezne. Utóbbi érték viszonylag jól megfelel a DC3 és azt követő deltaciklusok kiépülésének (transzgresszív ciklusok), melyek látszólag az egész Balaton területét feltöltik egyetlen ciklus alatt. A DC2 cikluson belül azonosított aggradáló-progradáló egységek esetében a partvonal előrehaladásának mértéke 5-10 km, ami azonban lényegesen kevesebb, mint a becsült 33 km-es érték. Ennek alapján a korai aggradáló-progradáló,- és a későbbi transzgresszív ciklusok nem tűnnek azonos nagyságrendűnek. A hozzájuk tartozó azonos nagyságrendű relatív vízszintváltozásokat valószínűleg a keleti és nyugati területek differenciális süllyedése magyarázza.

Törő et al. (2012) vizsgálatai alapján a somogyi aggradáló-progradáló ciklusokat, melyek összességében kb. 0,7 Myr alatt képződtek, a Balatonhoz képest kb. 10-szer nagyobb vízmélység jellemzi. A fenti idő alatt a selfperem kb. 35 km-t haladt előre. Ezen adatok alapján reális az, hogy a balatoni 20-30 m vastag transzgresszív ciklusok közel 100 ezer éves periódusidejűek legyenek, míg az ennél kb. kétszer mélyebb vízben épülő DC2 ciklushoz tartozó aggradáló-progradáló ciklusok időbeli lefutása 20-40 ezer évre becsülhető. Utóbbi tehát magasabb rendű ciklicitásnak mutatkozik. Amennyiben magát a DC2 ciklust azonos periódusidejűnek vesszük a későbbi ciklusokkal, akkor az abban felismerhető 4-5 kisebb ciklus időbeli nagyságrendje 20-25 ezer évre adódna, melyekhez egyenként 20-30 méter relatív vízszintváltozás tartozik. Ez összesen mintegy 100-150 méternyi szintkülönbséget jelent. Ezalatt a lejtő kb. 20-25 km-t haladt előre, ami közelítőleg megfelel az ötször mélyebb vízben épülő somogyi selflejtő előrehaladási ütemének. A fentiek alapján az a hipotézis állítható fel, hogy az elöntési felszínekkel határolt balatoni paraszekvenciák közel 100 ezer éves időintervallumokat képviselnek, és az ezek alatt bekövetkező relatív vízszintváltozások abszolút mértékét a tó alatti aljzat differenciális süllyedése határozta meg.

A ciklusok periódusidejének meghatározására egy, a fentiektől független adat is rendelkezésre áll. Az ELTE Geofizikai Tanszéke doktori munkám ideje alatt mélyített egy fúrást a Balatonon (TFM-1/13), mely két egymást követő paraszekvenciális egységet

is megmintázott. A mintákon szlovák és francia kollégák berillium izotópos kormeghatározást végeztek (lásd pl.: [Lebatard et al. 2010](#)). A két mintázott paraszekvencia a DC3 ciklushoz tartozó PS4, illetve a közvetlen efölött elhelyezkedő PS5 paraszekvencia volt. A kormeghatározások eredménye alapján a fiatalabb PS5 paraszekvencia korára $8,65 \pm 0,42$ Ma illetve $8,84 \pm 0,4$ Ma, míg az idősebb PS4 paraszekvenciára $9,65 \pm 0,43$ Ma illetve $9,36 \pm 0,4$ Ma értékek adódtak ([Šujan et al. in prep.](#)). Ezek a korábbi radiometrikus adatokkal (pl.: [Wijbrans et al. 2007](#)) összhangban kb. 8-10 millió évre teszik a Balaton alatti pannon rétegsor korát, ami a Pannon-medencére nézve kísérleti stádiumban lévő berillium mérések hitelességét igazolja.

Az abszolút korok tekintetében ugyanakkor óvatosságra van szükség. Ehhez ugyanis szükséges a kezdeti Be izotóp arányok pontos ismerete, melyet általában közvetett módon határoznak meg ([Lebatard et al. 2010](#)). Utóbbi miatt a kapott eredményeket a ciklicitás várható időléptékéhez viszonyítva igen nagy bizonytalanság terhelheti (a mérési bizonytalanság közel 400 ezer év). Míg a fiatalabb korok jelenlegi ismereteink alapján jól elfogadhatók, addig az idősebb paraszekvencia-korok erősen túlzók is lehetnek. Az idősebb korokat elfogadva mindenképp meg kellene változtatni a térséggel kapcsolatos feltöltődési modellünket, hiszen ezek a korok azt jelentenék, hogy a Balaton térségének feltöltése gyakorlatilag a Középhegységi-félsziget elöntésével párhuzamosan, már a Kisalföld felől épülő deltarendszerek megérkezése előtt megkezdődhetett. A fentiek alapján kollégáimmal egyetértésben úgy gondolom, hogy az adatok készpénznek vétele előtt azok megbízhatóságát újabb mintákon kell ellenőrizni.

A minták relatív kora az abszolút koroknál jóval pontosabban meghatározható, mivel utóbbi független a kezdeti berillium aránytól. Már a megadott hibahatárok mellett is látható, hogy a két különböző paraszekvenciához tartozó koradatok (legfiatalabb és legidősebb) egyértelműen elválnak egymástól. Utóbbi, a korábbi spekulációkkal összhangban ugyancsak azt jelzi, hogy a kérdéses ciklus között eltelt idő legalább 100 ezer év!

Mindezek mellett a szeizmikus szelvények és a tihanyi Fehérpart korrelációja alapján arra következtethetünk, hogy a mintázott paraszekvenciák és a tihanyi vulkanizmus ($7,96 \pm 0,03$ Ma, [Wijbrans et al. 2007](#)) között még legalább 4 paraszekvenciális ciklus rakódott le. Amennyiben 1-1 ciklus korát 100-150 ezer évre becsüljük, akkor a kérdéses rétegek korára 8,3 - 8,5 Ma-t kapnánk. Ez hibahatáron belül megegyezik a PS5 paraszekvencia berillium korával. Az így kapott koradatok emellett összhangban vannak

a fehérparti feltárás aljában azonosított, normálból reverzbe forduló paleo-mágneses értékekkel is (Sztanó et al. 2013a), illetve a TFM-1/13 fúrás idősebb rétegeiben észlelt reverz polaritású rétegek jelenlétével. Mindezek fényében a balatoni ciklusok 100 ezer év körüli nagyságrendje ésszerűnek és a leginkább lehetséges értéknek tűnik.

3.8. A Balaton térségében uralkodó késő-miocén őskörnyezet az új szeizmikus megfigyelések tükrében

A balatoni szeizmikus szelvények alapján a középhegységi aljzatmagaslat déli előtérben egy többlépcsős feltöltődés-történetet rekonstruáltam. A pannon talp térképezésével és a tóköznyéki fúrások vizsgálata nyomán arra jutottam, hogy a pannóniai korszak kezdetén a vizsgált terület keleti része (kb. Balatonföldvár–Balatonszemes magasságáig) egységes szárazulat lehetett, melynek peremén, a középső-miocén végén (szarmata emelet) biogén mészkő (Tinnyei Formáció) képződése zajlott. A nyugati területek ekkor már víz alatt voltak, és a nyílt vízben szarmata agyagmárgák (Kozárdi Formáció) halmozódtak fel. Utóbbit többnyire látványos diszkordanciahatár nélkül, folytonosan követte a már pannon fossziliákat is tartalmazó Száki Agyagmárga rétegek lerakódása.

A pannóniai korszak korai szakaszában, mintegy 10 és 9,5 millió évvel ezelőtt, a terület süllyedésével és/vagy a vízszint megemelkedésével megkezdődött a középhegységi előtér fokozatos elárasztódása. Ezt a transzgressziós eseményt a Balaton-felvidéki Kállai Kavics Formáció megjelenése és a Száki Agyagmárga kiterjedése jelezi (lásd pl.: Sacchi 2001; Csillag et al. 2010b). Ennek a folyamatnak a késői fázisát a vízi szeizmikus szelvényeken is azonosítani tudtam. Vizsgálataim során arra jutottam, hogy a Balaton területén a pannon üledékek fokozatosan és ciklikusan ismétlődő relatív vízszintváltozások mellett rakódtak le, és összességében több mint 200 méter üledéket hagytak hátra.

A fenti pannon rétegsorban olyan, egymással közel párhuzamos diszkordancia felületeket térképeztem, melyeken belül progradáló lejtőépülés volt kimutatható. Ezeket a felszíneket összhangban Sztanó & Magyar (2007) munkájával olyan negyed- és ötödrendű paraszekvencia határokként értelmeztem, melyek közel 100-150 ezer éves és 15-30 méter vastag üledékciklusokat határolnak. A térképezést követően, a regionálisan követhető szeizmikus reflexiók mentén a rétegsort nagyobb léptékű egységekre bontottam fel, melyeket Sztanó et al. (2013a) alapján deltaciklusokként értelmeztem.

A nagyfelbontású szeizmikán a pannon rétegsor alsó részében 3 nagyobb deltaciklus (DC1, DC2 és DC3) termékeit tudtam követni. Ezeknek a ciklusoknak a vizsgálata

során arra következtettem, hogy a pannóniai korszakban a relatív vízszint fokozatosan emelkedett, és a vízborítás idővel kiterjedt a terület keleti felére is.

A relatív vízszintemelkedés mértéke kb. 9,5-9 millió éve már olyan magas lehetett, hogy a Középhegység nagy részét elárasztotta a víz, és a Kisalföld felől érkező delták üledékei átjuthattak a Középhegység vonalán. A Balaton alatti delták épülését térképezve megállapítottam, hogy ezek a szállítórendszerek nem egy egységes deltafrontot hoztak létre, hanem egymástól elkülönülő deltarendszereket építettek ki olyan a helyeken, ahol az egykori aljzatmagaslaton mélyebb vizű „átereszek” voltak. A pannon rétegsor alsó felében követhető DC1 és DC2 deltaciklusokat térképezve szisztematikus D-DNy-i, valamint K-ÉK-i progradációs irányokat tapasztaltam, melyek alapján a Bakony-Balatonfelvidék területén két „áteresz”-t feltételeztem. Megfigyeléseim alapján a DC2 ciklus deltái a Tapolcai-medencén át a mai Szigligeti- és Szemesi-medence területére futhattak ki („szigligeti torkolat”), míg a DC1 ciklus deltái ettől több 10 km-rel távolabb, a Siófoki-medence ÉK oldalán, vagy attól még keletebbre juthattak át a középhegységi akadályon („fűzfői torkolat”). A két rendszer láthatóan közel egyidőben épült és igen valószínű, hogy azonos forrásból táplálkozott. Az ismétlődő relatív vízszintemelkedések hatására a DC1 ciklus közvetlen forrása később megszűnt, és a hozzá tartozó torkolat távolabbra helyeződött át. Innentől kezdve a keleties irányba épülő DC2 deltarendszer uralta a mai Balaton egész területét. Ez a deltarendszer idővel kiegyenlítette a térszínt, és egy egységes deltasíkságot hozott létre.

Megfigyeléseim alapján a Középhegység déli előterében épülő feltöltő rendszerek lényegesen kiterjedtebbek voltak, mint azok az üledékes egységek, melyeket a Balaton alatt ma térképezni tudunk. A deltarendszerek fő torkolatai már kívül estek a leképezett tartományból, és a mai Balaton területén a deltaüledékek már nem követték az ipari szeizmikus adatok alapján feltételezett D-ies progradációs irányokat. A delták progradációja az előbbi behordási irányára közel merőlegesen, a Balaton vonalában épülő deltaág-rendszer formájában valósult meg, és a selfejtő továbbépülése dél felé, csak az egységes deltasíkság kiépülését követően folytatódhatott. A deltaépülés jellegében igen hasonló lehetett a mai Mississippi deltarendszeréhez, ahol a dél felé siető főág mellett számos keleties, illetve nyugatias irányú oldalág figyelhető meg. Ezek az oldalágak elsődlegesen a sekély vizű selfet töltik fel épp úgy, mint tették azt a balatoni pannon delták.

A fiatalabb deltaciklusok vizsgálata azt mutatta, hogy az egységes térszín kialakulását követően a pannon delták továbbra is a hegységtengelyt követve és alapvetően keleties irányba építkeztek. A magaslat mögötti „árnyékszóna” feltöltését a tavi áramlatok is segíthették, melyek ugyancsak követhették az egykori partvonalat és az aljzat morfológiáját. Ezt bizonyítják a DC3 ciklusban kitérképezett hosszan elnyúló deltaágak, melyek alapvetően hullám- és áramlás dominanciájú partokra utalnak. A fiatalabb ciklusokban már egyre gyakoribbá válnak a különböző méretű medrek és csatornák is. A fenti medrek részben az épülő deltalejtők felé futó elosztó csatornákként értelmezhetők, ugyanakkor a rétegsor felső részében már a korábbi deltaágakat átmetsző D-DK-i irányba siető meanderező és fonatos folyók bevágódó medrei is kimutathatók.

A Balaton parti fúrások alapján a delták folyói elsődlegesen homokot és kőzetlisztet szállítottak, és megfelelő vízmélység esetén (>50 m) jellegzetes háromosztatú deltákat építettek. A fúrások adataiból arra következtettem, hogy ezeknek a háromosztatú deltáknak a progradáló lejtőit a Somlói Tagozat építi fel. A deltalejtők feletti fedőrétegek és a későbbi kisebb vastagságú deltaciklusok ezzel szemben már a Tihanyi Tagozat részét képezik. A delták előterében lerakódó finomszemcsés agyagmárgákat (prodelta) a tóparti fúrások és a szeizmikus szelvények korrelációja alapján a Száki Formációba soroltam be. A delták anyagának szisztematikus megváltozása a térségben olyan környezeti változás irányába mutat, mely a kezdetben 50-70 méter mélyen vízzel borított self fokozatos alluviális síkságba való átmenetét tükrözi.

A fenti összefoglalásban ismertetett új eredményeim és megállapításaim alapján, a Balaton alatti pannon rétegsorhoz kapcsolódóan két tézist állítottam fel. Ezeket a téziseket a dolgozat **7. fejezetében, az 1. és 2. tézispontok** tartalmazzák

4. A Balaton alatti balos nyírési zóna szerkezeti képe a vízi szeizmikus szelvények alapján

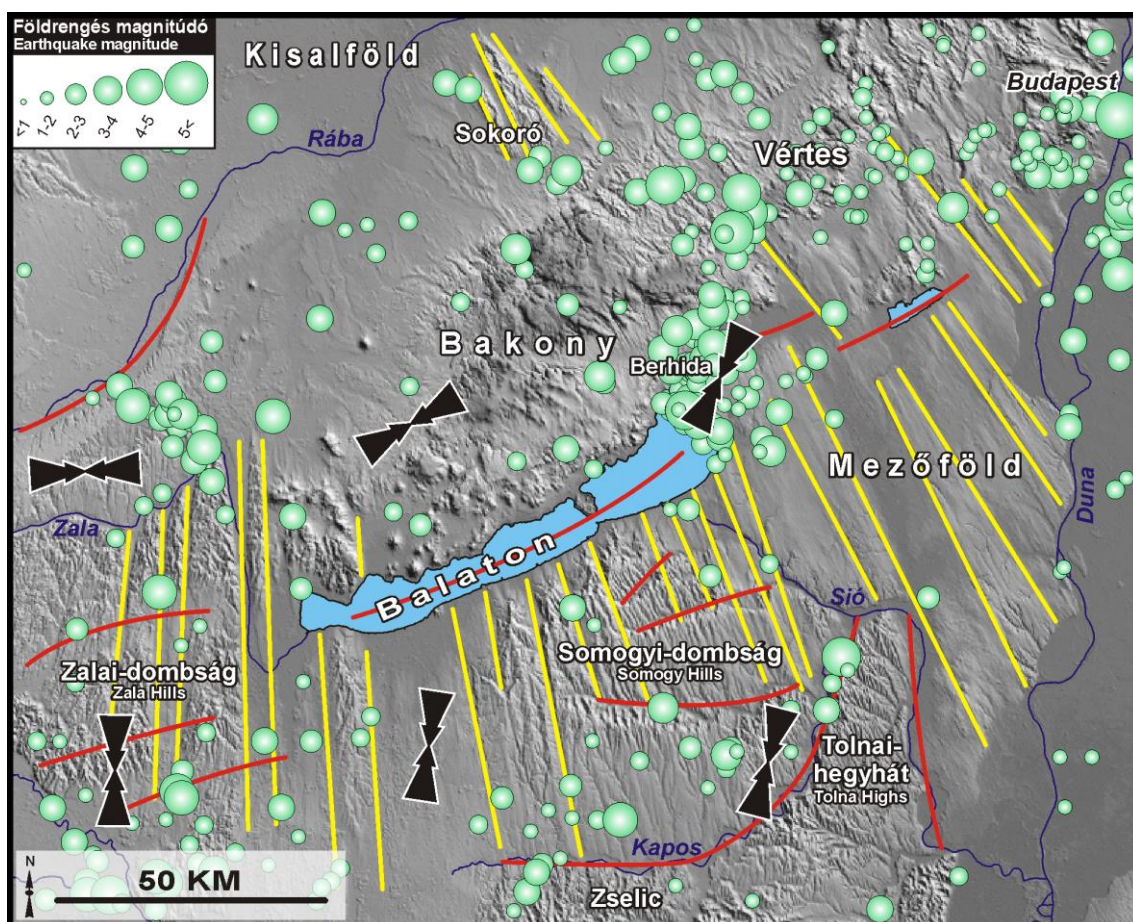
„A Föld kérge megreped vagy elhasad valahol s a hasadás jobb és baloldalán a földkéreg igen gyors rázkódással egymással párhuzamosan mozog és a két darab elképzelhetetlen nagy erővel összedörgölődik. A hasadás mentén ekként porrá zúzódik az anyag s a szél könnyen elbánik vele.” /Cholnoky Jenő, 1936/



4.1. A Balaton és környékének neotektonikája irodalmi adatok tükrében

A Balaton és környékének változatos földtani felépítése és jellegzetes geomorfológiája már több mint 100 esztendeje foglalkoztatja a földtannal foglalkozó kutatókat (pl.: Lóczy 1913; Cholnoky 1911; Mike 1980; Marosi & Szilárd 1981). Maga a tó két olyan morfológiai egység (Dunántúli-középhegység és Somogyi-dombság) határán fekszik, melyek a késő-miocén és a negyedidőszak során változó mértékben emelkedtek ki és pusztultak le (Sacchi et al. 1999; Fodor et al. 2005; Bada et al. 2010; Ruszkiczay-Rüdinger et al. 2011, Sebe et al. 2011). A területen végzett korai geomorfológiai megfigyelések (pl.: Lóczy 1913; Cholnoky 1936) kétféle völgytípust (meridionális= sugárirányú; és longitudinális= hosszanti irányú) különböztettek meg (4.1. ábra), melyek háttérben tektonikai szerkezeteket véltek felfedezni. Mivel maga a Balaton is egy ilyen hosszanti „völgyben” foglal helyet, a klasszikus elméletek (Lóczy 1913; Cholnoky 1936) a tó kialakulását árkos beszakadással magyarázták. Újabb tanulmányok Cholnoky (1936) nyomdokain haladva a meridionális völgyrendszert már a szél deflációs hatásának tulajdonítják (pl.: Csillag et al. 2010a; Sebe et al. 2011), míg a hosszanti völgyekben, a szerkezeti preformáltság és a neotektonikus aktivitás mellett érvelnek (pl.: Sacchi et al. 1999; Fodor et al. 2005; Bada et al. 2007; 2010). A Balaton térségének neotektonikus aktivitása leginkább a tótól keletre fekvő területek (Berhida és Balatonfő környéke) szeizmicitásával támasztható alá (4.1. ábra). Bár az itt kipattanó, akár 3-5-ös magnitúdót is elérő földrengések korrelációja az ismert szerkezetekkel korántsem egyértelmű, a földrengések mai jelenléte biztos jele annak, hogy a tó környezetében szerkezeti aktivitás van jelen. A jelenkori közetfeszültség- és földrengés fészekmechanizmus-vizsgálatok, valamint GPS-mérések alapján (Grenerczy et al. 2005; Tóth et al. 2009a) a Balaton és közvetlen környezete (Balatonfő, Berhida térsége) egy olyan ÉK-DNy-i nyomásterben helyezkedik el, mely a Dunántúli-középhegységben és a tótól nyugatra eső területeken uralkodó, alapvetően K-Ny-i kompressziójú, valamint a Balatontól délre jellemző,

lényegében É-D-i kompressziójú területek közötti átmeneti zónát jelenti (Bada et al. 2010). A Balaton alatti pre-kainozoós aljzatban futó Balatonfő mélyszerkezeti vonal (térképi helyzetét lásd később pl.: 4.5. fejezet, 4.15. ábra), mely a Balaton-felvidék mezozoós karbonátjait és a paleozoós sziliciklasztos képződményeit választja el egymástól (Dudko 1986; Haas et al. 2010), a fenti transzpressziós feszültségtérben balos oldal-eltolódásként reaktiválódik. A fenti szerkezet K-i irányban, a Velencei-hegység felé futó folytatását és neotektonikus aktivitását a Balatontól keletre végzett szárazföldi mérések igazolták (Balla & Dudko 1989; Gyalog & Horváth I. 2000), míg a szerkezeti vonal Balaton alatti szakaszát elsőként Cserny & Corrada (1990), majd Sacchi et al. (1999) térképezték



4.1. ábra: A Balaton és környékének geomorfológiája, szeizmicitása és feszültségtere (Bada et al. 2010 alapján). A sárga vonalak az ún. meridionális/sugárirányú, míg a piros vonalak a longitudinális/hosszanti lefutású morfológiai elemeket jelölik. A térségben kipattant földrengések epicentrumát és magnitúdóját a zöld körök, a maximális horizontális feszültségek (σ_{Hmax}) irányát pedig a fekete nyilak jelzik.

Figure 4.1. Geomorphology, seismicity and stress field at Lake Balaton and its surroundings (after Bada et al. 2010). Yellow lines correspond to meridional/radial valleys, red lines mark longitudinal morphological features, while green circles and black arrows indicate earthquake locations with magnitudes and direction of maximum horizontal stress (σ_{Hmax}).

szeizmo-akusztikus vízi mérések segítségével. [Sacchi et al. \(1999\)](#) voltak az elsők, akik egy balos nyírási zónát véltek felfedezni a tó alatt, melyet a tó tengelyével közel párhuzamosan futó eltolódási zónaként értelmeztek. Nem sokkal később [Lopes Cardozzo et al. \(2002\)](#) analóg modellezéssel igazolta, hogy a Balaton alatti szerkezetek lefutása igen jól közelíthető egy olyan balos nyírási zónával, mely egy, az aljzatban hosszan futó törésvonal (Balatonfő-vonal) reaktivációjához köthető.

A Balaton alatti szerkezetek vízi szeizmikus szelvények alapján történő térképezésével korábban már számos szakdolgozat és tanulmány foglalkozott (pl.: [Cserny & Corrada 1990](#); [Sacchi et al 1999](#); [Sacchi 2001](#); [Vincze 2006](#); [Vincze 2007](#); [Tóth & Vincze 2007](#); [Tóth 2009b](#)). Ezek főbb eredményeit és a Balaton Siófoki-medencéjére vonatkozó szerkezetföldtani konklúziót a közelmúltban [Bada et al. \(2010\)](#) foglalta össze. A Siófoki-medencére korlátozódó adatrendszer alapján a szerzők egy olyan balos nyírási zónát azonosítottak, mely jó összhangban van a földrengési fészekmechanizmusokkal és a jelenlegi ÉK-DNy-i irányítottaságú transzpressziós feszültségtérrel. Ezt a nyírási zónát a Balatontól keletre térképezhető Balatonfő-vonal folytatásának tekintették. Doktori dolgozatomban ezt a munkát követve végeztem el a Balaton alatti szerkezeti elemek (vetők és redők) újratérképezését az időközben közel duplájára bővült, és immáron a tó egészét lefedő adatrendszeren (*2.1. fejezet – 2.1. ábra*). A következőkben ennek a munkának a fontosabb eredményeit mutatom be, kezdve a tó alatti szerkezetek főbb jellegzetességével, majd kitérve a szerkezeti elemek térképezésére és interpretációjára. Az általam kapott szerkezeti modellt összevetem [Tchalenko \(1970\)](#) analóg modellezésének eredményeivel (lásd. F4. függelék) és egy, a tótól pár 10 km-re délre eső elsőrendű szerkezeti zóna (Balaton-vonal) nagyfelbontású szerkezeti modelljével is ([Várkonyi et al. 2013](#)). Az összehasonlítások alapján az elmozdulások mértékére és jellegére vonok le alapvető következtetéseket.

4.2. Szerkezetek a Balaton alatt

4.2.1. A vetőtérképezés és a szerkezetanalízis gyakorlati korlátai

A balatoni szeizmikus adatrendszer (EBSzA) változatos szelvényösszetétele ideális a szerkezeti elemek tanulmányozására, hiszen az ultranagy felbontású Seistec™ szelvények alapján a felszínközeli egy nagyon finom (deciméteres skálájú) szerkezeti értelmezés készíthető, amelyet a nagyfelbontású „német” és „olasz” felvételek alapján egészen a pannon rétegek bázisáig ki tudunk terjeszteni. A 2005-ben végzett többcsatornás felmérés

után a Siófoki-medence területére már elegendő adat állt rendelkezésre egy részletes szerkezetföldtani analízishez (Bada et al. 2010), a nyugati területek vizsgálata azonban csak a 2011-2012 évek felmérései révén vált lehetővé (Balázs et al. 2013; Visnovitz et al. 2015). A keleti területek értelmezéséhez új információt a korábban használt adatrendszer egyesítése hozott, mely az időközben ismételten feldolgozott és digitalizált „olasz” egysatornás szelvények adatbázisba illesztését jelentette (Visnovitz et al. 2013).

A nyugati medencék felmérése során nyilvánvalóvá vált, hogy a szerkezeti vizsgálatok legfontosabb korlátját az iszapban található szabad gázbuborékok jelentik. Ezeknek a sekély gázoknak a szeizmo-akusztikus árnyékoló hatását (bővebben lásd 6. fejezet) a Balaton partközeli zónáiban (1999-2006) és a tó nyugati medencéiben (2003) már korábban felismerték (pl.: Darai 2006; Márton et al. 2007). A gázos zónák szerkezeti értelmezés szempontjából szükséges átfogó értelmezése azonban csak jelen doktori munka során valósult meg (Visnovitz et al., in press). Bebizonyosodott, hogy a gázok jelenléte egyes esetekben magukhoz a szerkezeti elemekhez kapcsolódik (Darai 2006; Visnovitz et al., in press), így néhol előfordul az is, hogy valamely szerkezet folytatásának térképezését már a pannon rétegek gáztartalma, vagy a rétegek kaotikus deformáltsága akadályozza meg. Mindent összevetve, a jelenlegi adatrendszeren két részmedence, a Siófoki- és Sze-mesi-medence területén van lehetőségünk részletes szerkezeti értelmezésre. Ezeken a területeken kellően sűrű szelvényháló áll rendelkezésre, és a szelvények elegendően jó minőségűek ahhoz, hogy nagyfelbontású szerkezeti analízist tudjunk végezni.

4.2.2. A tó alatti töréses deformációk főbb jellegzetességei

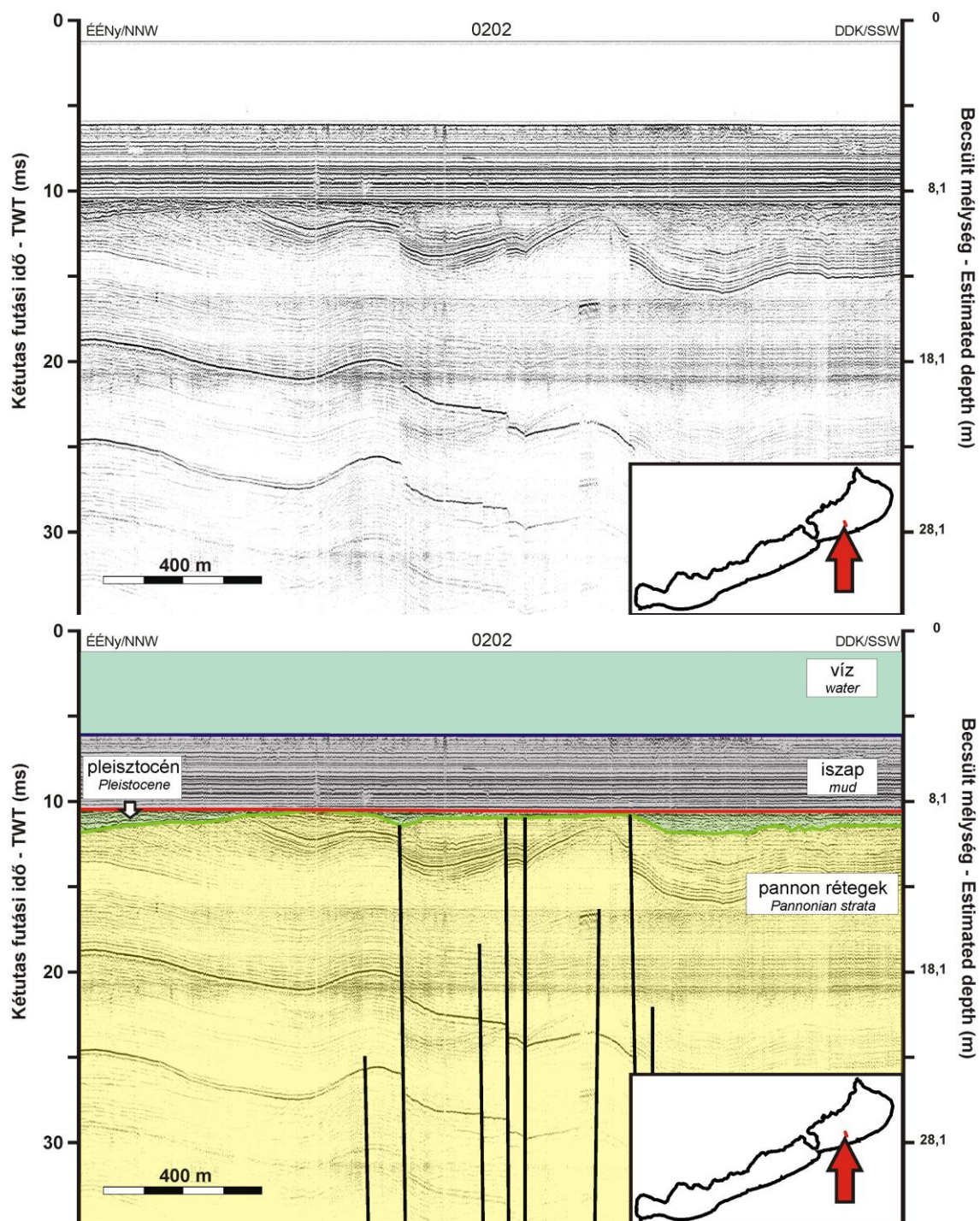
A közel 2000 km összhosszúságú szelvényháló áttekintése során számos szerkezeti elemet sikerült azonosítanom. Az észlelt vetőkhöz tipikusan néhány decimétertől néhány méterig terjedő függőleges elmozdulások kapcsolódnak (lásd 4.2.-4.4. ábra). A legnagyobb vertikális ellépések a Siófoki-medence területén 5-8 méterre, míg a nyugati medencékben 10-15 méterre tehetők. A vetős szerkezetek kizárólag a pannon rétegeket, illetve azok bázisát érintik – a Balaton tavi üledékeiben és az ezek alatt közvetlenül települő pleisztocén folyóvízi összletben (lásd 5. fejezet) a töréses deformációk már nem folytatódnak. A kis vertikális elmozdulások miatt a vetők azonosítása erősen torzított szelvényeken (50x–100x-os túlmagasítás mellett) válik egyértelművé. Ezeken a szelvényeken a vetők látszólagos dőlése közel függőleges, azonban valós (1:1) méretarányban a fenti

áldölések rendre a 40-80°-os tartományba esnek (4.5. *ábra*). A vetők sokszor finom (relatív kis amplitúdójú) redőzöttséggel együtt jelentkeznek, melyeket váltakozó irányú elvetések darabolnak fel (pl.: 4.2.-4.4. *ábra*).

A térképezhető törések általában pár 100 méter széles pásztákba koncentrálnak (pl.: 4.2.-4.3. *ábra*), amely pászták orientációja kijelöli az egyes vetőszegmensek fő lefutási irányait. A vetőszegmensekre közel merőleges szelvények (pl.: 4.3. *ábra*) szépen illusztrálják az individuális szerkezetek nagyobb hierarchikus egységben való összetartozását. Egy-egy pásztán belüli az egyedi vetők a mélység felé enyhén összetartóak lehetnek, amely a vetők közös „gyökérzónájára” és virágszerkezetbe való rendeződésére utal. A nagyobb behatoló képességű szelvények több esetben igazolják is az ilyen virágszerkezetek jelenlétét (pl.: 4.6.-4.7. *ábra*).

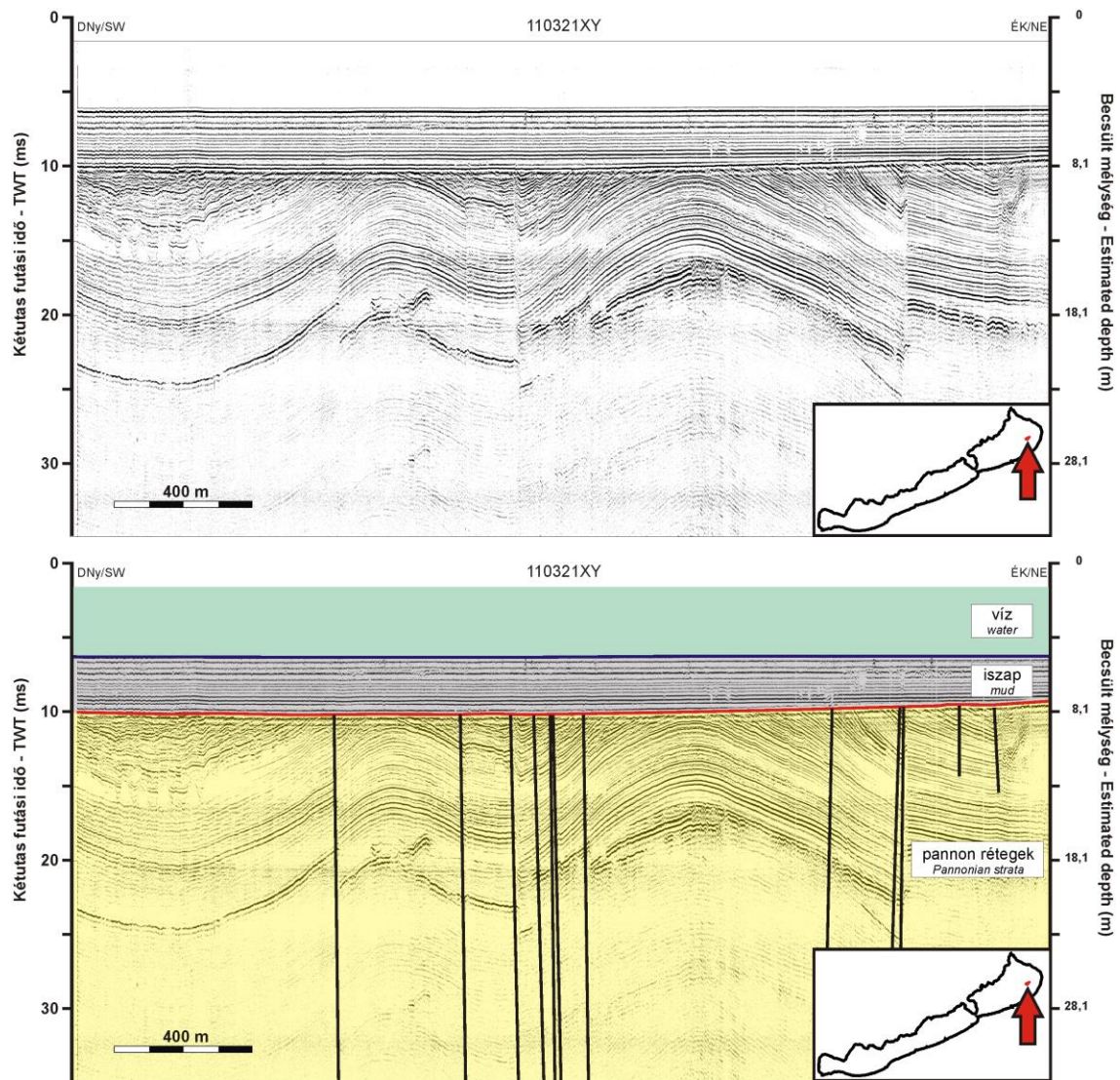
Térképi nézetben az egyes pásztákhoz tartozó vetőszegmensek kulisszás elrendeződést mutatnak (4.8. *ábra*). Az egyedi vetők általában 30-50°-os szöget zárnak be a vetőpásztá fő lefutási irányával, ami oldal-eltolódásos tektonikára utal.

A Tihanyi-félsziget két oldalának szerkezeti képe kissé eltérő. Míg keleten a vetők többnyire jól definiált pásztákba csoportosíthatók, addig nyugaton, egy jóval szélesebb zónával van dolgunk (lásd pl.: 4.2. és 4.4. *ábra*). A tó ezen részén az egyes vetők mentén jelentkező függőleges elmozdulások általában nagyobbak, amely erősen megnehezíti a vető két oldala közötti rétegtani korrelációt. A pannon talpon a vetők többsége nem okoz látványos elvetést, a Szemesi-medence középső részén futó többcsatornás szelvényeken azonban jól kivehető a szarmata rétegek elmozdulása (4.6. *ábra*). Hasonló léptékű elvetések keleten csak a balatonkenesei partok előtt (a parttól mintegy 2,5-3 km-re DNy-i irányba), illetve a Siófoki-medence nyílt vízi területén (Alsóörs és Siófok között kb. félúton) találunk. A vertikális elmozdulások többsége a nagyfelbontású („német” és „olasz”) módszerek vertikális felbontóképességének közelébe esik (1-3 méter) és csak enyhe gyűrődésként, vagy az aljzathorizonton jelentkező kisebb „rétegzettségi zavar” formájában azonosítható (pl.: 4.7. *ábra* – szelvény déli vége és közepe). Ezeknek az alig észlelhető „zavaroknak” a tektonikus eredetét az ultranagy felbontású Seistec™ és a nagyfelbontású „olasz”/„német” szelvények közötti vetőkorreláció erősíti meg.



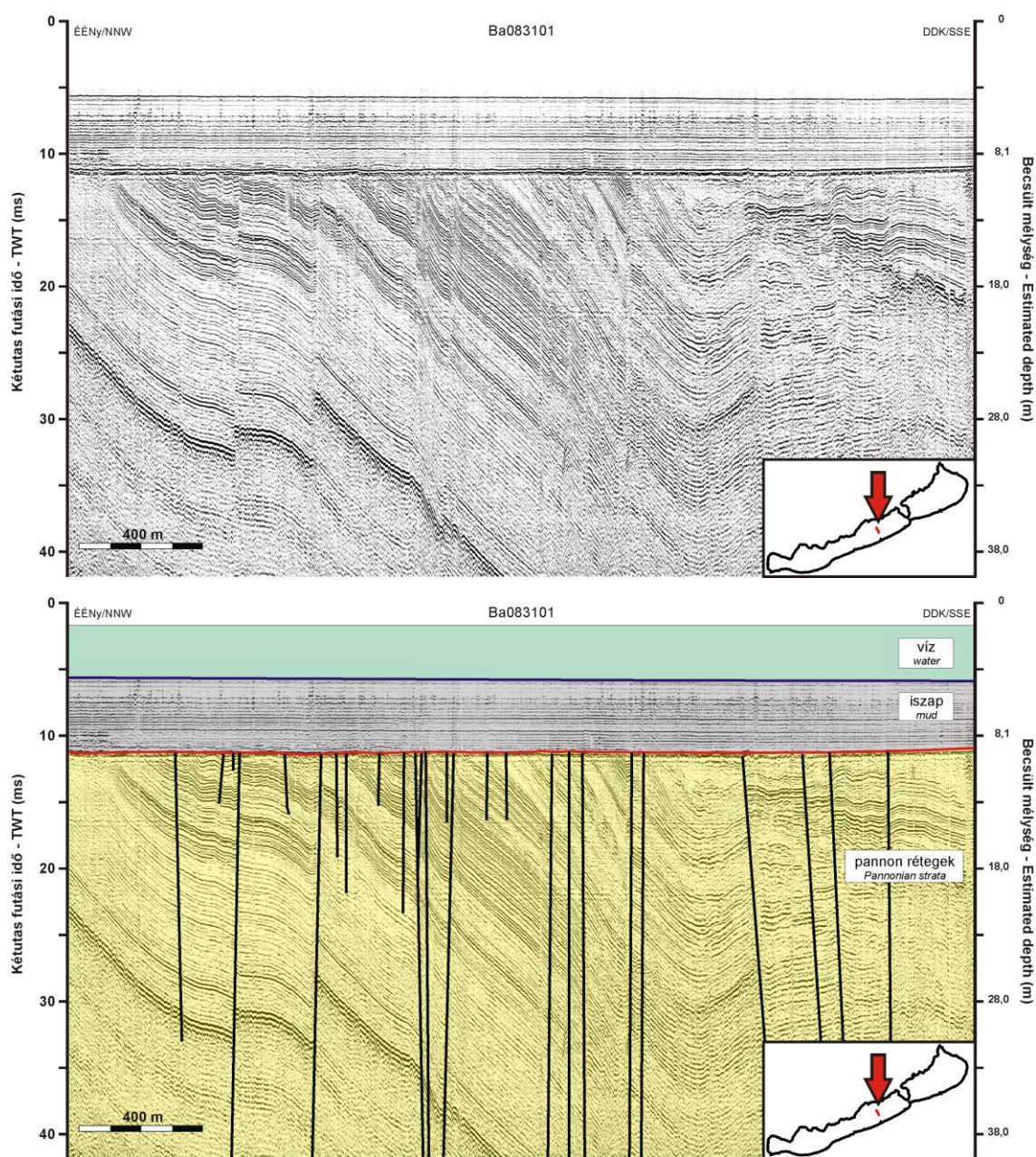
4.2. ábra: Ultrahagy felbontású Seistec™ szelvény és értelmezése a Siófoki-medence déli részéről, melyen egy, több vetőből (fekete vonalak) álló, 6-800 m széles deformációs zóna látható. A vetős szerkezetekhez finom gyűrődések is társulnak. A szelvény túlmagasításának mértéke kb. 1:40.

Figure 4.2. Ultrahigh resolution Seistec™ profile and its interpretation from the southern part of the Siófok basin showing a 6-800 m wide deformation zone with faults (black lines) and gentle folds. Vertical exaggeration is about 40.



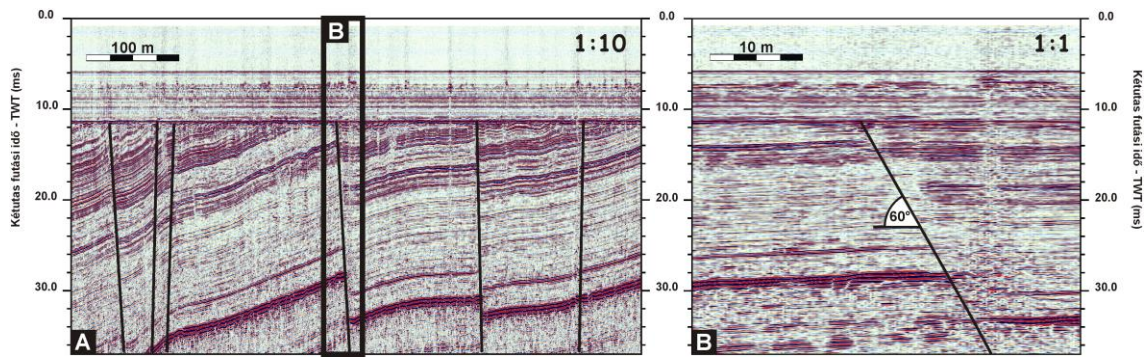
4.3 ábra: Ultrahagy felbontású Seistec™ szelvény és értelmezése a Siófoki-medence keleti részéről, melyen egy, több vetőből (fekete vonalak) álló, néhány 100 m széles deformációs zóna és néhány további elvetés látható. A vetőkhöz váltakozó irányú vertikális elmozdulás és finom redőzöttség is kapcsolódik. A szelvény túlmagasztásának mértéke kb. 1:40.

Figure 4.3. Ultrahigh resolution Seistec™ profile and its interpretation from the eastern part of the Siófok basin showing a deformation zone with faults (black lines) characterized by changing up-and-down throw and gentle folds. Vertical exaggeration is about 40.



4.4. ábra: Ultrahagy felbontású Seistec™ szelvény és értelmezése a Szemesi-medence középső részéről, melyen egy, több kilométer széles vetőzóna számos vetőszegmense (fekete vonalak) látható. A tó ezen részmedencéjében a vertikális elvetések mértéke általában nagyobb (akár 5-10 m), mint a Siófoki-medencében (4.2. és 4.3. ábra). A szelvény túlmagásításának mértéke kb. 1:40.

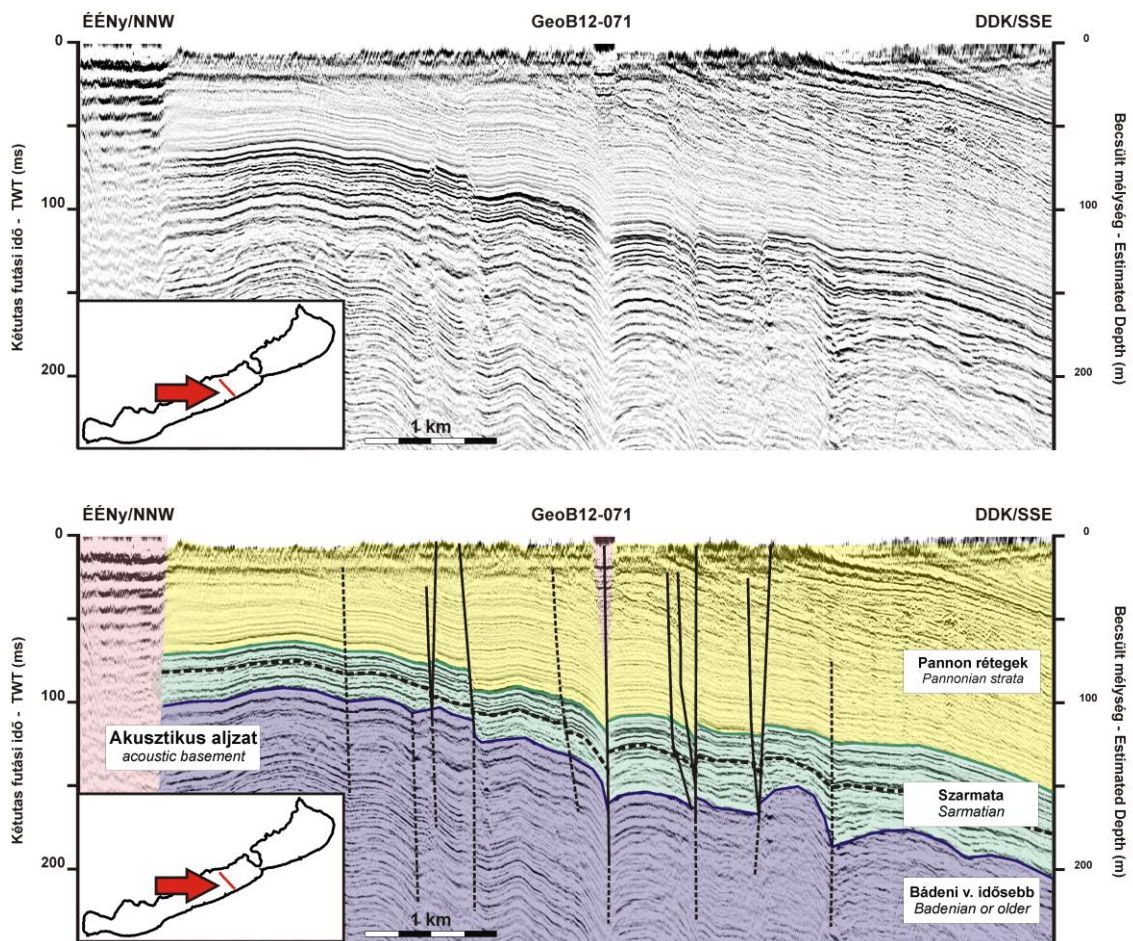
Figure 4.4. Ultrahigh resolution Seistec™ profile and its interpretation from the middle of the Szemes basin, showing a wide deformation zone with many individual faults (black lines). Over here, the vertical offsets relative to the Siófok basin (Figure 4.2 and Figure 4.3) are generally larger (up to 5 – 10 meters). Vertical exaggeration is about 40.



4.5. ábra: A vetők áldőlésének mértéke egy túlmagasított (A - 1:10) és egy valós (B - 1:1) méretarányú szelvényen. A valós áldölések általában a 40°-80° közötti tartományba esnek

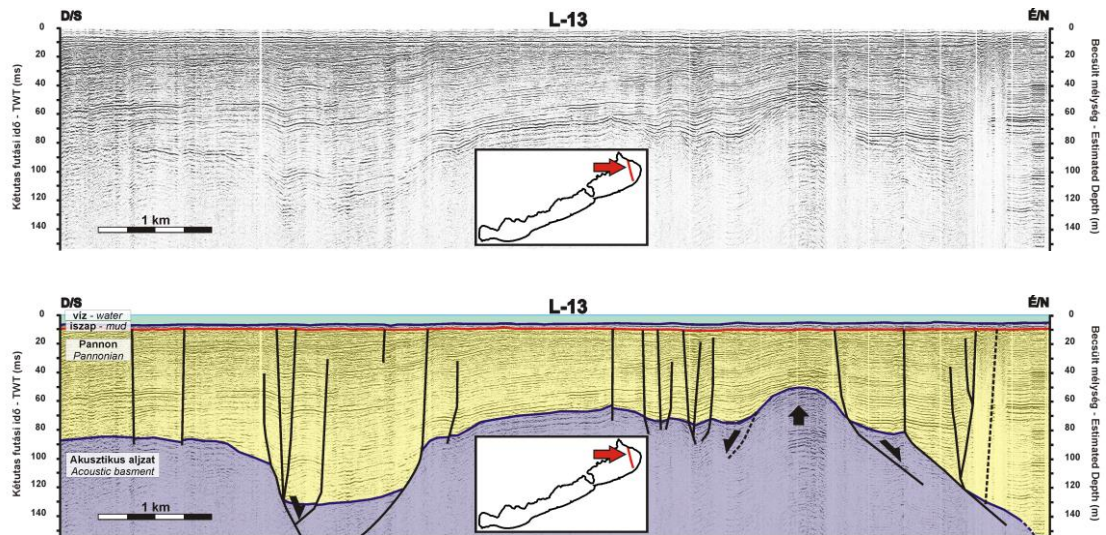
Figure 4.5. The apparent dip of a fault in an exaggerated (A – 1:10) and a real scale (B – 1:1) profile. General dip of the fault is in the range of 40° to 80°.

A Siófoki-medencében a pannon bázis jóval tagoltabb morfológiát mutat, mint nyugaton (lásd 3.13/A ábra). Míg a Szemesi-medence alatt, a parti fúrások alapján azonosítható szarmata korú aljzat monoklinálisan dél felé dől (4.6. ábra), addig a Siófoki-medencében egy közel 100 ms topografikus relieffel rendelkező geomorfológiailag tagolt akusztikus aljzat azonosítható. A pannon bázis itt árkokra és magaslatokra tagozódik, melyek között esetenként vetős szerkezetek is sejthetők (pl.: 4.7 ábra). Amennyiben ezek a peremek valóban vetőműködéshez köthetők, akkor a kapcsolódó vetők menti vertikális elmozdulás mértéke akár 20 méter is lehet. Az ultranagy felbontású szelvények alapján, a fenti peremek egyébként nemritkán olyan, a pannont harántoló vetőkhöz is kapcsolódnak, melyek a tavi üledékek bázisaig futnak fel, és amelyek vertikális komponense a perem mentén sejthető elvetésekhez képest sokkal kisebb. A fenti kapcsolatból kézenfekvőnek tűnik két vetőgeneráció elkülönítése. Az idősebb vetők a pannon bázis tagolt morfológiáját hozták létre („szinrift fázis”), míg a második fázishoz tartozó szerkezetek, a korábbi vetők felújulásával létrejött, másodlagos szerkezetek lehetnek („neotektonikus fázis” illetve differenciál kompaktációs törések). A fenti értelmezés gyengesége a peremek lankás lefutásában rejlik. 1:1-es méretarányban ugyanis ezek a peremek mindössze 5-10°-os dőlést mutatnak, ami inkább magyarázható denudációs folyamatokkal (folyóvízi erózió?), vagy egy ÉÉNy-ias vergenciájú gyűrődésekkel, mint sem a peremek mentén kialakult normál vetőkkel. A peremvetők persze nem szükségszerűen követik az árok lankás oldalait, melyeket a későbbi lepusztulási folyamatok átformálhattak.



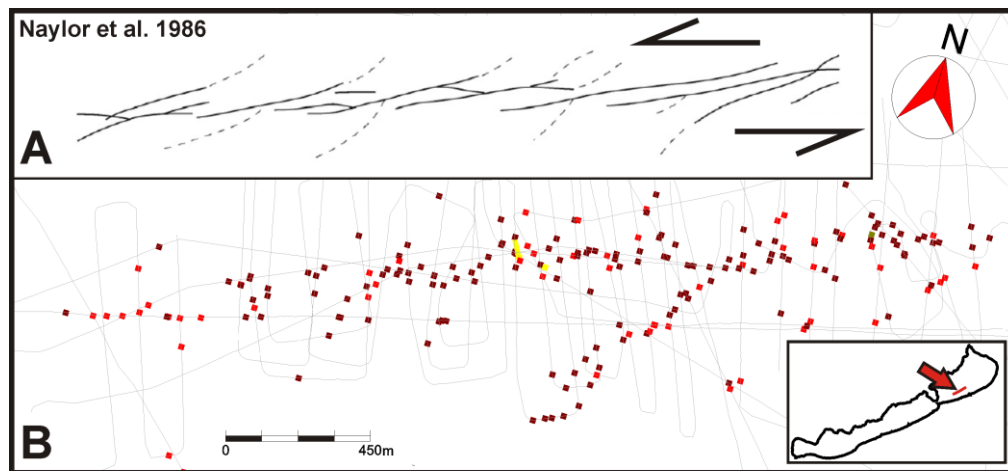
4.6. ábra: Többcsatornás vízi szeizmikus szelvény és értelmezése a Szemesi-medence belső részéről (Visnovitz et al 2015). A progradáló pannon rétegek (sárga) alatt azonosítható akusztikus aljzat felső részét szarmata mészkövek (Tinnyei Fm. – felül) és agyagmárgák (Kozárdi Fm. – alul) építik fel (zöld), melyek határát szaggatott vonal jelöli. Az akusztikus aljzat mélyebb részeit bádeni és idősebb kőzetek alkotják (sötétkék). A pannont harántoló vetők (fekete vonalak) az aljzatot is több helyen elvetik. A rózsaszín zónák az iszapágazok árnyékoló hatását jelölik. A szelvény túlmagásításának mértéke kb. 1:8.

Figure 4.6. Multichannel seismic profile of the middle of the Szemes basin and its interpretation (Visnovitz et al 2015). Below the Pannonian strata (yellow) the upper part of the acoustic basement is composed from Sarmatian limestones (Tinnye Fm., upper part) and claymarls (Kozárd Fm., lower part) separated by dashed line (green unit). This is underlain by Badenian or older strata (dark blue). Faults cutting the acoustic basement are marked with black lines. Pink colour indicates blanking caused by shallow gas. Vertical exaggeration is about 8.



4.7. ábra: Nagyfelbontású egycsatornás (olasz) szelvény és értelmezése a Siófoki-medencéből, ami jól mutatja a medence területére jellemző vetők elrendeződését és az akusztikus aljzat tagoltságát (Visnovitz et al. 2013 után módosítva). A vetők feketével, az akusztikus aljzat sötétkék vonallal van kijelölve. A szelvény túlmagasításának mértéke kb. 1:8.

Figure 4.7. High-resolution single channel profile and its interpretation from the Siófok basin showing the faulted acoustic basement and its complex morphology (modified after Visnovitz et al. 2013). Faults are marked with black lines; acoustic basement is indicated by dark blue. Vertical exaggeration is about 8.



4.8 ábra: A Siófoki-medence déli részén futó szerkezeti pászta nagyfelbontású képe térképi nézetben. Naylor et al. (1986). Analóg nyírási modellje (A) meglehetősen jó hasonlóságot mutat a szeizmikus felvételeken észlelt vetőpontok térbeli szerkezetével (B), melyen a fő lefutási iránnyal kb. 30°-50°-os szöget bezáró kulisszás vetőszegmensek rajzolódnak ki

Figure 4.8. High-resolution map of the fault line in the southern Siófok basin. Analogue model of Naylor et al. (1986) simulating a strike-slip movement (A) show good accordance with the observed fault indications (B) that drawn out Riedel shears with an acute angle of 30° to 50° to the principal fault line direction.

4.2.3. Plasztikus deformációk (redők) a Balaton alatt

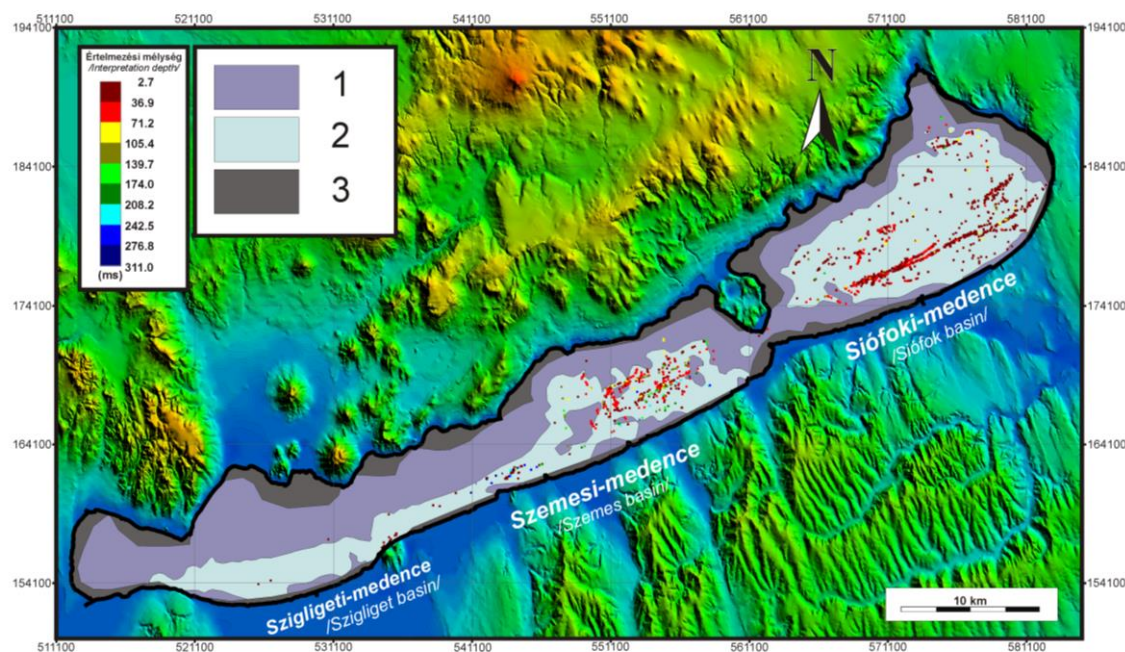
A pannon rétegekben felismerhető vetőkhöz gyakran kapcsolódnak gyűrődéses szerkezetek is. Ezeknek a redőknek az amplitúdója általában mindössze néhány méter, hullámhossza pedig a pár száz métertől néhány kilométerig terjedő tartományban mozog (pl.: 4.2.-4.3. ábra). Nagy hullámhosszuk és kis amplitúdójuk miatt ezek a redők mindössze 1-2°-os dőlést mutatnak, és emiatt a felszíni feltárásokban gyakorlatilag nem észlelhetők (Bada et al. 2010). A vízi szeizmikus szelvények vertikális torzíthatósága révén azonban a fenti gyűrődések (40-50-szeres túlmagasítással) látványossá tehetők, és kiválóan tanulmányozhatók. A túlmagasított szeizmikus szelvényeken különböző skálájú redők figyelhetők meg. A legnagyobbak az aljzat lefutását követik, és kilométer nagyságrendű hullámhosszukhoz néhány 10 méteres amplitúdó tartozik. A pannon aljzat térképen (lásd 3.4.2. fejezet, 3.13/A ábra) ezek a gyűrű formák általában ÉNy-DK/Ny-K irányított-ságúak, ami egy ÉÉK-DDNY-i kompressziós feszültségteret feltételez, tehát összhangban van a jelenlegi feszültségirányokkal. A kisebb skálájú gyűrődések orientációja már koránt sem ilyen egyértelmű. A leggyakoribb irányok a Ny-K, ÉÉNy-DDK, de előfordulnak közel É-D és DDNy-ÉÉK irányított-ságú redők is. Utóbbiak már nehezen egyeztetethők össze a jelenlegi feszültségtérrel. Ezek a kisebb méretű gyűrődések nem mindig követik az aljzat morfológiáját, esetenként az aljzattól függetlenül vagy a markánsabb nagyobb skálájú redőkön, azok tengelyével szöget bezárva jelentkeznek. A gyűrű szerkezetek ilyen jellegű szuperpozíciója több esetben is előfordul, és erősen megnehezíti a redőtengelyek precíz térképezését.

4.3. A balatoni vetőrendszer szerkezeti vizsgálata

4.3.1. A tó alatti vetős szerkezetek térképezése

A tó alatti szerkezeti elemek térképezését a Kingdom 8.5 értelmező szoftverben végeztem el. Ez a program lehetőséget ad az egyedi elvetések digitalizálására és térképi megjelenítésére oly módon, hogy az értelmezett vetőket a szeizmikus referencia síkra vetíti (4.9. ábra). Az így kapott észlelési térképen a vetőket jelző pontok színét a vető értelmezési mélysége határozza meg. A balatoni rétegsort harántoló vetők ritkán végződnek el a felszín közelében, így ez a mélység általában azt tükrözi, hogy melyik szeizmikus adatrendszeren végeztük az adott vető értelmezését. A térképen a korlátozott behatoló képességű Seistec™ felvételeken értelmezett szerkezetek sekély interpretációs mélységet

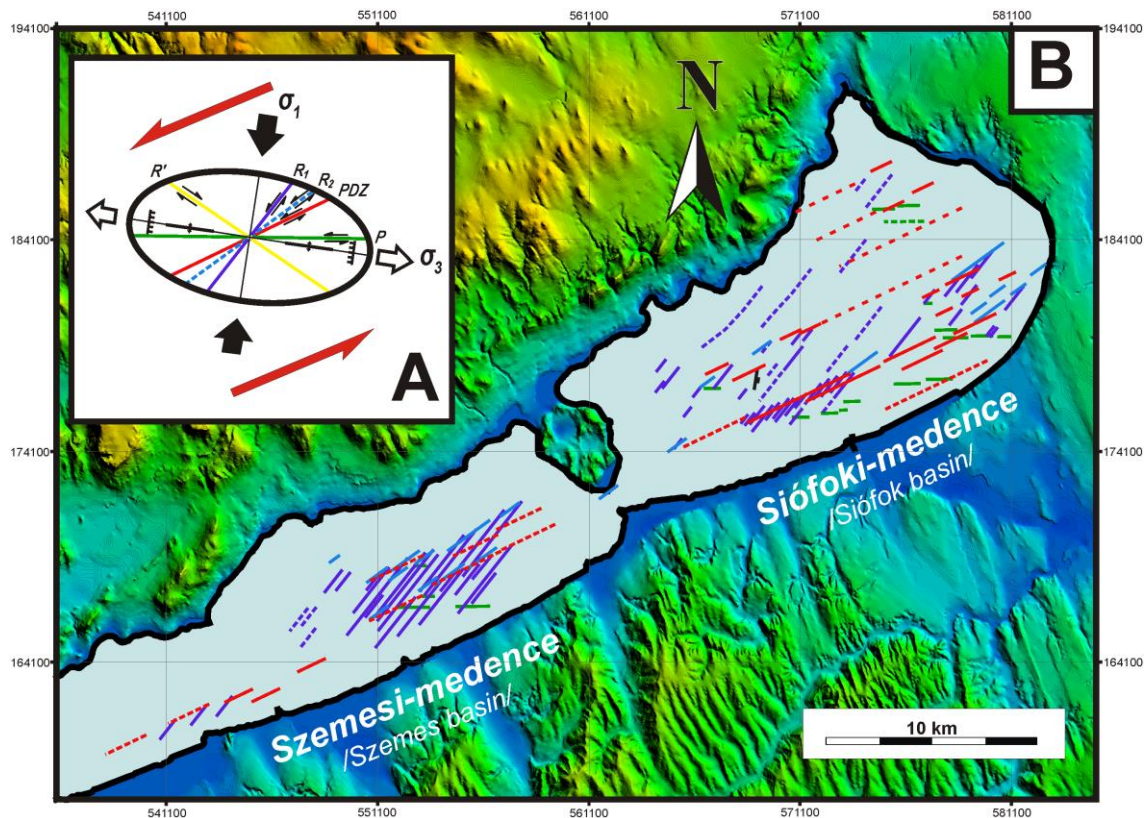
jelző piros vetőpontok jelennek meg, míg a nagyobb behatoló képességű „olasz” és „német” szelvényekhez többnyire a nagyobb mélységet jelző sárga-okker-zöld és kék színek tartoznak. A legnagyobb mélységekhez kapcsolódó zöld és kék színek (>140 ms) rendszerint az akusztikus aljzatot is elvető szerkezeteket jelölnek. Ezek a mélygyökerű vetők kizárólag a többszatornás szelvények behatoló képessége mellett válnak láthatóvá.



4.9. ábra: A vízi szeizmikus szelvények alapján készített vetőindikáció-térkép a Balaton területére (Visnovitz et al 2015). A pontok az egyes vetők legmélyebb értelmezési pontjainak a szeizmikus referenciasíkra vetített képét mutatják. A színek az értelmezési mélységet jelölik (lásd színskála a bal felső sarokban). Jelmagyarázat: 1= Iszapgázok által árnyékolt területek; 2= Szerkezeti értelmezésre alkalmas területek; 3= Felméretlen területek.

Figure 4.9. Fault indication map of the Lake Balaton derived from seismo-acoustic profiles (Visnovitz et al 2015). Dots indicate the projection of the deepest interpreted point of each faults coloured according to the depths of these points (see colour scale in the upper-left corner). Legend: 1= Areas with no data because of blanketing by shallow gas accumulations, 2=Areas with good seismo-acoustic imaging, 3=not surveyed.

A térképezett vetőpontok alapján a markánsabb szerkezeti vonalak lefutása elég egyértelmű (4.9. ábra), ugyanakkor az egyes észlelési pontok finom korrelációja és az egyedi vetők precíz meghatározása többnyire nem megoldható. Kivételt képez a Siófoki-medence déli része (4.8. ábra), ahol az 1999-ben végzett sűrű szelvényezésnek hála, egy kb. 2,5-3 km hosszú vetőszegmens mentén az egyébként néhány száz méter széles szerkezeti pászta másodlagos tektonikai vonalai is jól tanulmányozhatók. A tó más területein a vetők térképezésének leghatékonyabb módszere, ha meghatározzuk a vetőpontok által definiált főbb szerkezeti irányokat, és az észlelési pontokra a szerkezeti irányokba eső vetőszegmenseket illesztünk. A 4.10. ábrán egy ilyen vetőillesztés látható, mely jól illusztrálja a Balaton alatt futó szerkezetek összetettségét.



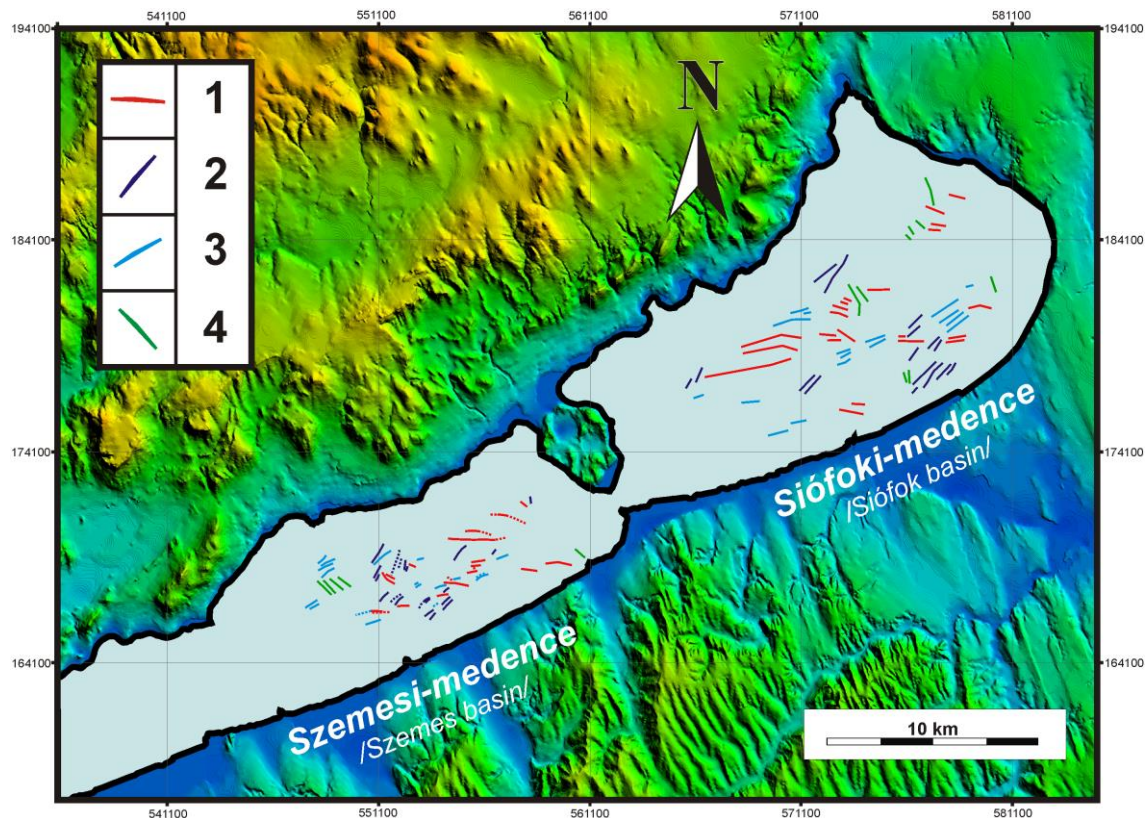
4.10. ábra: A vetőindikáció-térkép (4.9. ábra) alapján meghatározott vetőszegmenssek (A) a Balaton területén (Visnovitz et al 2015). Az egyes színek a másodlagos szerkezeti irányokat jelölik a feltüntetett vetőminta (B) alapján. A szaggatott vonalak bizonytalan vetőket jelölnek. Piros (PDZ)=Elsődleges elmozdulási zóna; sötétkék (R1) Szintetikus Riedel-törés; világoskék (R2)= Alacsony szögű Riedel-törés; zöld (P)= Másodlagos szintetikus Riedel-törés (P-törés); fekete (E)= Normál vető; sárga (R')=antitetikus törés.

Figure 4.10. Fault pattern (A) derived from the fault indication map in Figure 4.9. (Visnovitz et al 2015). Colours of fault lines indicate secondary fault types as indicated in deformation ellipse (B). Dashed lines represent uncertain fault segments. Red (PDZ)= Principal displacement zone; dark blue (R1)= Synthetic Riedel shears; light blue (R2)= Low angle Riedel shears; green (P)= Secondary synthetic shears; black (E)= Normal faults; yellow (R')= Antithetic shears.

4.3.2. A tó alatti gyűrődések vizsgálata

A törés deformációk meghatározása mellett a szerkezeti analízis fontos részét képezi a gyűrű szerkezetek térképezése is (4.11. ábra). A szerkezeti kontrollált redők azonosítása a balatoni adatrendszeren az alábbi két módon valósítható meg:

- 1) Térképezzük azokat a pannon horizontokat, melyek gyűrődést szenvedtek, és a kapott idő-mélység térképek vizuális kiértékelésével meghatározzuk a redős szerkezeteket.
- 2) Térképen rögzítjük a szelvényeken megfigyelhető redőtengelyek helyzetét, és ezeket a szeizmikus szelvények orientációját figyelembe véve korreláljuk.



4.11. ábra: A Balaton aljzatában azonosított néhány méter amplitúdójú redők szerkezeti térképe. 1= Redőtengelyek, melyek a PDZ-hez kapcsolódnak; 2= Redőtengelyek, melyek a Riedel-törésekhez kapcsolódnak; 3= Redőtengelyek, melyek a kis szögű Riedel-törésekhez kapcsolódnak; 4= Redőtengelyek, melyek a P-törésekhez kapcsolódnak.

Figure 4.11. Structural map of small amplitude folds below Lake Balaton. 1= Fold axes that maybe related to PDZ; 2= Fold axes that maybe related to Riedel shears; 3= Fold axes that maybe related to low angel Riedel shears; 4= Fold axes that may related to P-shears.

Az első módszer általában pontosabb eredményt ad, és az azonosított redők a rájuk merőleges szelvények segítségével könnyen validálhatók. A módszernek azonban feltétele, hogy a területen legyenek olyan pannon horizontok, melyek nagy kiterjedésben és folytonosan térképezhetők. A Balaton alatti pannon rétegek kibillent helyzete, a redők kis amplitúdója és a redőtengelyek átlagosan rövid hossza többnyire nem kedvez az ilyen jellegű térképezésnek. A Siófoki-medencében még találunk néhány olyan pannon reflexiót, mely a céloknak megfelelő (lásd pl.: [Bada et al. 2010](#)), ugyanakkor a Szemesi-medencében a pannon rétegek meredekebb dőlése, szerkezeti tagoltsága és klinoform jellege nem tesz lehetővé ilyen jellegű térképezést ([Visnovitz et al. 2012](#)). Jól követhető pannon horizontok hiányában a Tihanyi-félszigettől nyugatra a kevésbé megbízható második módszerre kell hagyatkoznunk.

4.4. A Balaton alatti törésrendszer szerkezeti értelmezése

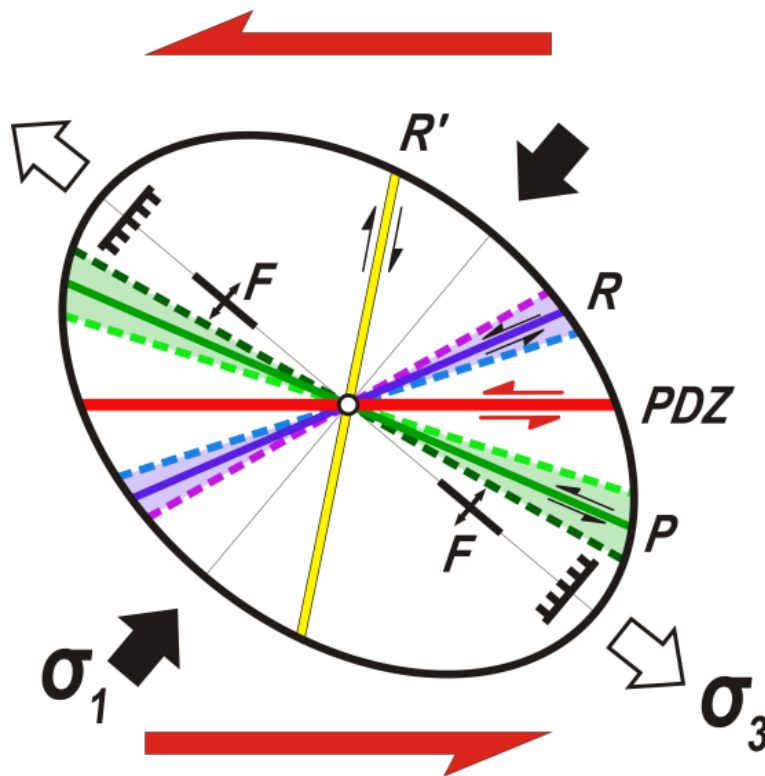
4.4.1. A vetők szerkezeti értelmezése

A Balaton alatti vetőrendszer kinematikája az értelmezett vetők (4.9. és 4.10. ábra) és a gyűrődéses deformációk (4.11. ábra) által meghatározott fő szerkezeti irányok, valamint az egyedi vetők különböző sajátosságai alapján érthető meg. A Balaton esetében a vetők működése poszt-datálja a pannon üledékek lerakódását (kb. 7-9,5 Ma), mivel a szerkezetek többnyire harántolják a teljes pannon összletet. A vetők aktivitásának idejére ennél pontosabb információink azonban nincsenek. A vetők elvégződése a pleisztocén és holocén üledékek alsó határánál látszólag azt jelzi, hogy a vetők többsége a késő-pleisztocén – holocén során már nem volt aktív. Ezek a rétegek azonban olyan laza, konszolidálatlan üledékek, melyek töréses deformáció helyett inkább képlékenyen viselkednek, emiatt a vetők felszínig való kifutását nem is várhatjuk el. A durva deformáltság hiánya a fiatal rétegekben ettől függetlenül azt jelzi, hogy az elmúlt húszezer évben a vetőrendszer aktivitása nem volt jelentős. A környéken kipattanó földrengések és egy-egy finom deformáció a balatoni iszapban (Bada et al. 2010) ugyanakkor a jelenkori aktivitás mellett szólnak.

A korábbi szerkezeti vizsgálatok (Sacchi et al. 1999; Vincze 2006; Lopes Cardozzo et al 2002; Bada et al. 2010) arra a megállapításra jutottak, hogy a Balaton alatti szerkezeti elemek egy, a tó tengelyével közel párhuzamos balos nyírási zóna hatására alakultak ki. A vízi szeizmikus megfigyelések ezt a megállapítást kiválóan alátámasztják. A vetők vírágszerkezetet mutató pásztákba rendeződése, a váltakozó vertikális elvetések a pászták irányába eső szelvényeken, a vetőkapcsolt redők jelenléte, az egyes vetőszegmensek szerkezeti lefutása és finom szerkezete (4.8. ábrán), mind az oldal-eltolódásos jelleget támogatják. A 4.8. ábrán látható, a fővetővel hegyesszöget bezáró, kulisszás elrendeződésű másodlagos szerkezeti elemek (Riedel-törések) ugyancsak tipikus elemei az oldal-eltolódásoknak.

Egy olyan balos nyírási zóna, mint amilyen a balatoni vetőrendszer, szerkezetileg rendkívül összetett. A regionális skálán egyetlen vonalként értelmezhető vetőt nagyobb felbontásban számos másodlagos szerkezet építi fel. A vetők szerveződése hierarchikus és fraktál jellegű, vagyis a szerkezeti jellegek mikroszkopikustól regionális léptékig önhasonlóak (Tchalenko 1970). Az oldal-eltolódási zónákhoz kapcsolódó másodlagos szerkezeti elemeket és a hozzájuk kapcsolódó szerkezeti irányokat legjobban egy deformációs

ellipszoid (4.12. ábra) segítségével lehet szemléltetni (Christie-Blick & Biddle 1985; Harding et al. 1985).



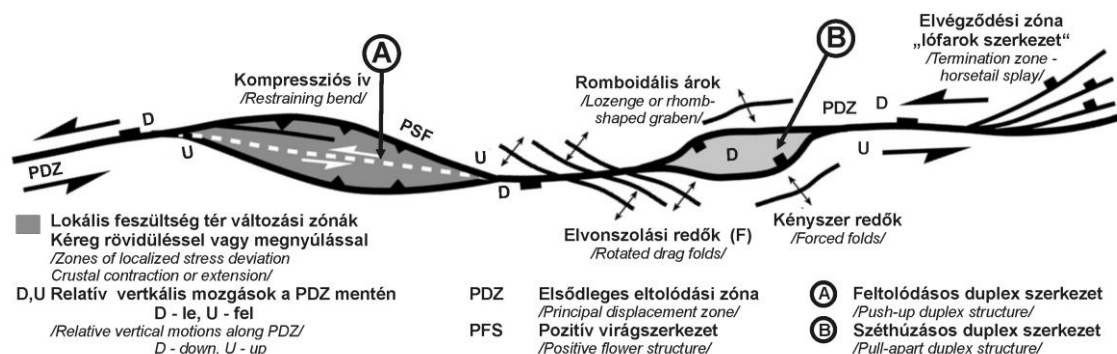
4.12. ábra: A balos oldal-eltolódási zónához (PDZ) kapcsolódó másodlagos szerkezeti elemeket (R, R', P) és a nyíráshoz kapcsolódó redőket (F) szemléltető deformációs ellipszoid (Christie-Blick & Biddle 1985 alapján).

Figure 4.12. Deformation ellipse indicating orientation of the stress field, secondary faults (R, R', P) and drag folds (F) that are associated with a left lateral principal displacement zone (PDZ) (based on Christie-Blick & Biddle 1985).

A 4.12. ábrán szereplő elméleti diagram jól mutatja, hogy a nyírás irányába eső *elsődleges elmozdulási zóna* (PDZ) mellett azzal 20-60° fokos szöget bezáró úgynevezett *Riedel-törések* (R) és ezek PDZ-re szimmetrikus párjai a *P-törések* (P) jönnek létre. Mind a Riedel-törések, mind a P-törések egy meghatározott szögtartományban mozoghatnak, mely a kőzet mechanikai paramétereinek és az uralkodó horizontális feszültségtérnek a függvénye. A R- és P-törések mellett a zóna további elemei lehetnek az extenzió irányára merőleges *normál vetők* (NF), az úgynevezett *antitetikus vetők* (R') és a nyírás hatására bekövetkező gyűrődések (F=drag folds). Utóbbiak a kompresszió irányára merőlegesen jönnek létre, és orientációjuk alapján megállapítható a PDZ menti eltolódás jellege.

Az oldal-eltolódások regionális szerkezeti képét a másodlagos szerkezeti elemek szisztematikus térbeli rendszere határozza meg (4.13. ábra). A másodlagos szerkezeti elemek (elsősorban R-, P-törések) összekapcsolódása révén a vetőzónán belül kisebb szerkezeti egységek különülhetnek el. Ezek kinematikáját elsődlegesen a vetőzóna lefutása és az aktuális feszültségtér határozza meg. Egy balos nyírási zóna esetében a PDZ szegmens balra történő ellépései esetén ún. *feltolódásos* (push-up) duplexek, míg a jobbra történő ellépések esetébe *széthúzásos* (pull-apart) duplexek jöhetnek létre (4.13. ábra).

Mindkét szerkezet vetőgeometriája jól definiálható, és belső felépítése utal a PDZ menti horizontális elmozdulás (rövidülés/széthúzás) mértékére.



4.13. ábra: Egy balos nyírási zóna regionális szerkezeti képe. A zóna mentén feltolódásos (push-up) duplexek (A) jönnek létre, ha a PDZ jobbra, és széthúzásos (pull-apart) duplexek (B), ha a PDZ balra lép el a nyírási zóna lefutási irányához képest. A nyíráás mentén jellegzetes *en echelon* redők (F) jöhetnek létre. (Dooley & Schreus 2012 alapján módosítva).

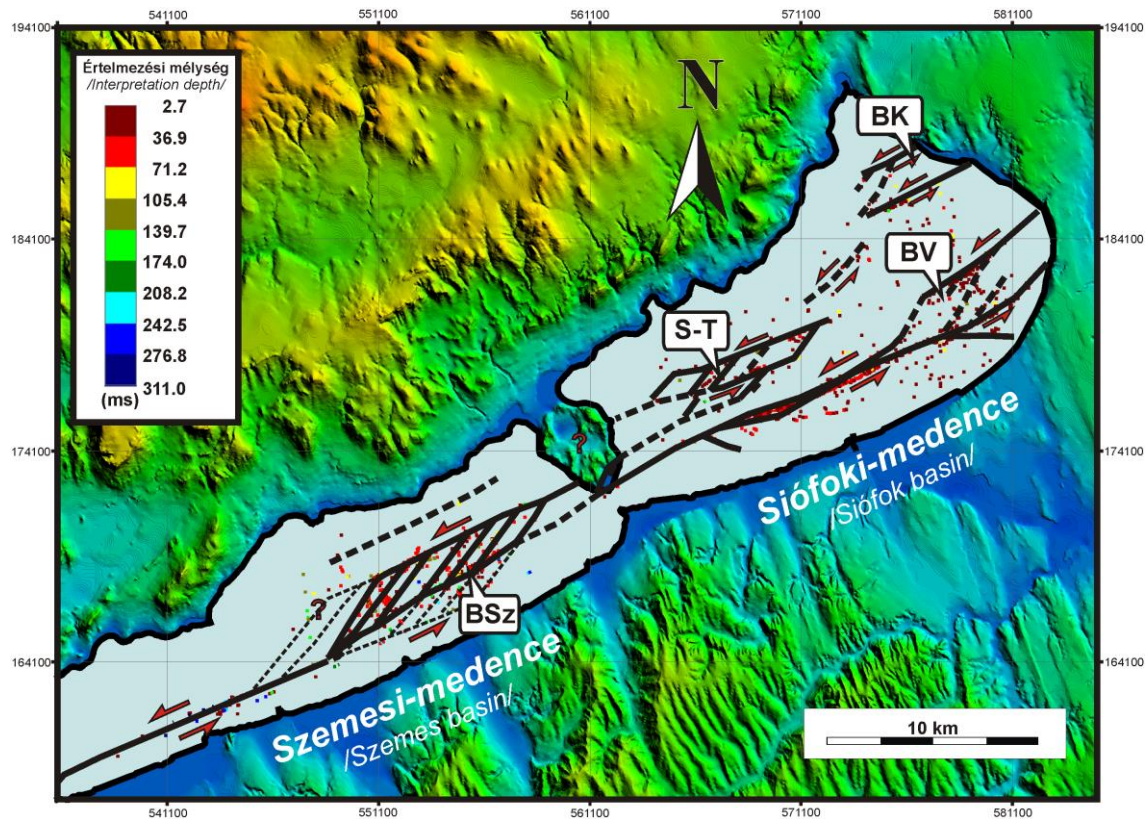
Figure 4.13. Deformation pattern of a regional left-lateral wrench fault with undulating PDZ. At the right-stepping segments (restraining bend) of PDZ push-up duplex forms (A), while at the left-stepping segments (releasing bend) pull-apart duplex develops (B). Figure also shows the rotated drag folds (F) (modified after Dooley & Schreus 2012).

A fenti modellek figyelembe vételével a Balaton alatti vetőrendszer szerkezeti értelmezése a következő:

A 4.10. ábrán értelmezett piros vetők a nyíráás irányába eső elsődleges elmozdulási zónákat (PDZ), a sötétkék és világoskék vetők az ezzel hegyesszöget bezáró Riedel-töréseket (R_1 , R_2), míg a zöld szegmensek a P-töréseket (P) jelentik. A kis vertikális elmozdulással jellemezhető vetők egy széles (5-8 km-es) zónában helyezkednek el, melyben tektonikus duplexek ismerhetők fel. A duplexek ott jelennek meg, ahol a PDZ egymással közel párhuzamos szegmensei a Riedel-törések révén összekapcsolódnak. A vizsgált területen négy duplex definiálható: Balatonvilágos (BV), Balatonkenese (BK) Szemes (BSz) és Siófok-Tihany (S-T) duplexek (4.14. ábra). Ezek közül az első három (BV, BK, BSz) pull-apart jellegű és a PDZ balos ellépéséhez kapcsolódik. A negyedik (S-T) duplex egy kompressziós szerkezet, mely a Siófoki-medence egyik markáns aljzatmagaslata fölött elhelyezkedik el, és a PDZ lefutásában felismerhető enyhén jobbra mutató görbület-hez kapcsolódik.

A Siófoki-medence duplexeit általában finom deformációk kontrollálják, így a hozzájuk kapcsolódó vetők nem túl markánsak. A Szemesi-medence aljzatában kimutatott duplex szerkezet azonban egy erősen tektonizált területet képvisel. A medence belső részét számos nehezen követhető Riedel-törés tagolja (4.4., 4.6. és 4.10. ábrák), melyek a

mélyben negatív virágszerkezetet alkotva egyesülhetnek. A duplex széleinél azonosítható látványos aljzatelvetések egyértelművé teszik a szerkezet extenziós jellegét. A széthúzásos rendszerrel összhangban a duplex belső területein a vetők gázfeláramláshoz is kapcsolódnak (4.6. ábra). A gáz okozta árnyékoló hatás és a pannon rétegek erős deformáltsága a szerkezeti és rétegtani értelmezést helyenként ellehetetlenítik. A deformált zóna ugyanakkor jól kirajzolja a duplexekre jellemző romboidális geometriát.



4.14. ábra: A Balaton alatti pannon üledékekhez kapcsolódó törések szerkezeti vázlata (Visnovitz et al 2015). A Siófoki- és Szemesi-medence alatt futó törések egy balos nyírási zónát alkotnak, melyben szerkezeti duplexek ismerhetők fel (BK= Balatonkenese; BV= Balatonvilágos; S-T= Siófok-Tihany; BSz= Balatonszemes duplex).

Figure 4.14. Tectonic scheme for the interpreted faults in Pannonian strata below Lake Balaton (Visnovitz et al 2015). Faults under the Siófok and Szemes basins showing a left-lateral shear zone with duplex structures (BK= Balatonkenese; BV= Balatonvilágos; S-T= Siófok-Tihany; BSz= Balatonszemes duplex).

A tó alatt észlelt vetők egy közel folytonos elsődleges törési zónát jelölnek ki a déli parttól mintegy 2,5-3 km távolságban, mely a Szemesi-duplextől DNy-i irányba Fonyód és Boglár előterében is folytatódik. A vetőzóna Ny-i folytatása és kifutása a partra az iszapgázok árnyékoló hatása miatt már nem követhető. A tó keleti oldalán azonban a parti kifutások helye szépen kirajzolódik. A 2014-ben végzett legújabb szelvényezések megerősítették, hogy a vetőzóna Balatonkenese és Balatonakarattya előterében 500-600 mé-

terre biztosan megközelíti a partokat. Bár a vetők parti kifutását terepi módszerekkel eddig még nem sikerült igazolni (véltetően a kis vertikális elvetések miatt), úgy tűnik, hogy a digitális domborzati modellen felismerhető geomorfológiai jellegek (pl.: a tó felé futó völgyek, erodált hát Balatonkenesénél) ott jelentkeznek, ahol a vetők a Balaton területéről kifutnak (4.14. ábra). Ezeknek a felszíninformáknak a kialakításában a vetőrendszerhez kapcsolódó szerkezeti hatások szerepet játszhattak, ami elsősorban a kőzetanyag fellazításában és ezáltal megnövekedett eróziós kitettségében nyilvánulhatott meg.

4.4.2. A redők szerkezeti értelmezése

A pannon rétegekben észlelt gyűrődések a fent vázolt szerkezeti modellbe sajnos nem mindig illeszkednek jól. A Siófoki-medencében azonosított közepes méretű redők (1-2 km hosszú és néhány 100 méter széles gyűrt szerkezetek) többsége követi ugyan a balos nyíráshoz tartozó enyhén NyÉNy-KDK-ies *en echelon* geometriát, ugyanakkor sok redő (köztük kisebbek és nagyobbak is) a balos nyírásnak ellentmondó ÉÉK-DDNy-i lefutással jellemezhető. Ezek bizonyos esetekben közvetlenül a fő elmozdulási zónák közelében találhatók meg. A Siófok-Tihany duplex (S-T) közelében a balos nyíráshoz tartozó redős szerkezetek sokkal markánsabban vannak jelen, mint máshol. Ez arra utal, hogy a nyírás ebben a zónában elsősorban plasztikus deformáció formájában valósult meg, nem pedig töréses szerkezetek révén. A Szemes-duplex (BSz) területén fordított a helyzet. A Szemesi-medencében a töréses szerkezetek mellett csak néhány bizonytalanul követhető redőt sikerült azonosítanom, melyek kiterjedése ráadásul erősen korlátozott. Ebben a részmedencében tehát a töréses deformációk domináltak, és a plasztikus deformációk szerepe másodlagos volt.

A redőtengelyek igen változékony irányára többféle magyarázat is kínálkozik:

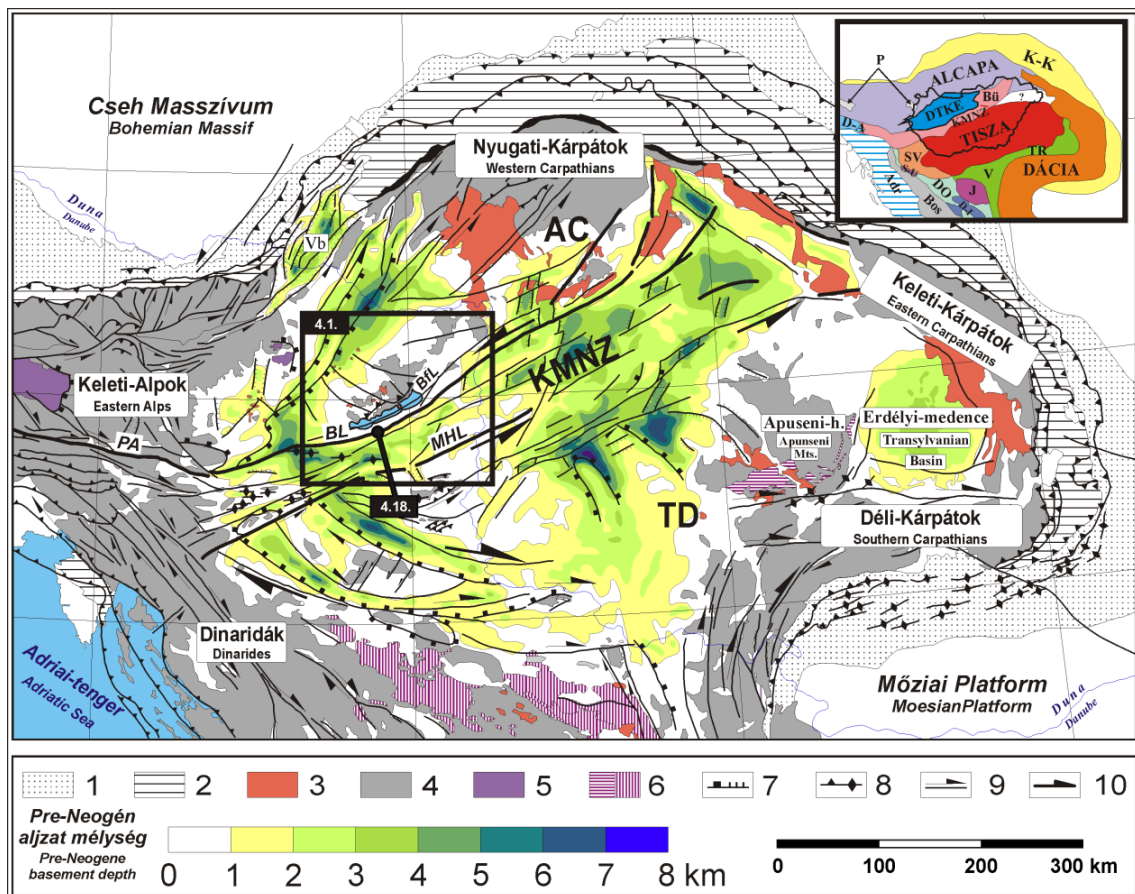
- 1) A különböző orientáció redők különböző szerkezeti fázisokhoz tartoznak.
- 2) A gyűrt szerkezetek egy része az egykor még jobbos oldal-eltolódásként működő Balatonfő-vonal átöröklött redője.
- 3) Az értelmezett redők egy része nem valódi gyűrődéses szerkezet, hanem differenciál kompációs hatások, széthúzásos szerkezetekhez kapcsolódó finomsüllyedések, vagy épp eróziós hatásokra kialakult formák (pre-pannóniai folyóvölgyek) átöröklésének eredményeként létrejött álredő.
- 4) A különböző méretű és orientációjú redők a balos nyírás zóna különböző hierarchiájú vetőszegmenseihez kapcsolódó *en echelon* redők.

Fodor (2010) munkája alapján a terület pannon üledékeit és azok bázisát is több különböző szerkezeti fázis érintette a miocén és negyedidőszak során (D9-D13 fázisok). Az ezekhez a fázisokhoz tartozó feszültségmezők ugyanakkor nincsenek összhangban a fenti redőorientációkkal. Az egykor jobbos oldal-eltolódáshoz tartozó átöröklött redők valószínűleg jelen vannak, de semmiképp sem tudják teljes mértékben megmagyarázni az összetett redőmintázatot. Ugyancsak jelen lehetnek az álredők is, mivel az egyszerű horizontvizsgálatok és a szelvények korlátozott behatoló képessége miatt sokszor nem dönthető el egyértelműen, hogy az adott szerkezet valódi gyűrődéses szerkezet-e vagy sem. Ennek ellenőrzésére szolgáló mélyszerkezeti korrelációra számos esetben egyáltalán nincs lehetőségünk. A redők többsége ugyanakkor redőpárokként (szinklinális+antiklinális) jelentkezik, ami azt igazolja, hogy általában valódi gyűrődésekkel van dolgunk. A redők egy része lehet szimplán kompressziós rövidülésből származó szerkezet is (esetleg a rétegek kibillenése miatt megváltozó rétegterhelés eredménye), melyek nem szükségszerűen követik az oldal-eltolódásos szerkezetekhez tartozó *en echelon* geometriát.

Véleményem szerint a redőmintázat legvalószínűbb magyarázata az lehet, hogy a legtöbb kisebb redő már nem a PDZ balos eltolódási zónájához kötődő *en echelon* redő, hanem a hasonlóan oldal-eltolódásos jellegekkel bíró másodlagos szerkezeti elemekhez kapcsolódó nyírási redő. A vetők fraktáljellege és az oldal-eltolódásos rendszer léptékfüggetlensége révén minden másodlagos szerkezeti elemhez hasonló, de kisebb léptékű *en echelon* redők tartozhatnak, mint magához a fővetőhöz. Ezek irányítottsága a másodlagos szerkezeti elemek orientációjával, és nem a PDZ irányával van összhangban, így nem feltétlenül követi a területre jellemző általános feszültségtér adta irányokat. Ezt az elképzelést a Balaton alatti redők hierarchikus rendszere (miszerint másodlagos redők jöhetnek létre a nagyobb skálájú redőkön) is megerősíti. Az észlelt redőket a másodlagos szerkezeti elemek adta *en echelon* irányok szerint osztályozva a redők többsége már egészen jól illeszkedik a törések által definiált szerkezeti modellbe (4.11. ábra).

4.5. A balatoni oldal-eltolódási zóna összehasonlítása analóg modellekkel és a Balaton-vonal 3D ipari szeizmikus képével

A Balatoni-medence és a vele összefüggésben álló vetőrendszer egy olyan regionális ÉÉK-DDNy-i lefutású szerkezeti pászta részét képezi, mely a Dunántúli-középhegység előterében haladva Budapest magasságáig követhető (4.15. ábra; Horváth et al. 2006). Ezen rendszer mentén helyezkedik el a Velencei-tó is, és néhány további szél formálta medence (Sárrét, Csákvár–Lovasberény környéke), melyek mind a Középhegység



4.15. ábra: A Pannon-medence kialakulását szabályozó fő szerkezeti elemek és a medence aljzatmélységének áttekintő térképe (Horváth et al. 2006 alapján). A mellékábra (a térkép jobb felső sarkában) a térségben található főbb szerkezeti blokkokat mutatja Haas et al. 2010 alapján: P= Penninikum, D-A= Dél-Alpi Egység, DTKE= Dunántúli-középhegységi Egység, Bü= Bükki Egység, KMNZ= Közép-Magyarországi Nagyszerkezeti Zóna, SV= Száva Egység, V=Vardar Egység, TR= Erdélyi Egység, J= Jadar Egység, DO= Dinári Ofiolitöv, S-U= Sana-Una Egység, D-I=Drina-Ivanjica Egység, Bos= Boszniai Egység, Adr= Adriai Egység, K-K= Külső-Kárpáti öv. Jelkulcs: 1= Molassz elősüllyedékek; 2= Flis takarók; 3= Miocén vulkáni kőzetek; 4= Az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák belső övei; 5= Pennini-ablak, 6= Nyugat- és Kelet-Vardar ofiolitok; 7= Leválasztó-, ill normál vetők; 8= Reverz vetők és antiklinális tengelyek; 9= Oldaleltolódások; 10= Első rendű oldaleltolódások; AC= ALCAPA Egység; KMNZ= Közép-Magyarországi Nagyszerkezeti Zóna; TD= Tisza-Dácia Egység, PA= Periadriai-vonal, BL= Balaton-vonal, MHL= Közép-Magyarországi-vonal, BfL= Balatonfő-vonal.

Figure 4.15. Map showing the depth to basement of the Pannonian basin and the main faults controlling the basin formation (modified after Horváth F. et al. 2006). Inset on the upper right corner shows major tectonic units of the area based on Haas et al. (2010): P= Penninic Unit, D-A= Southern-Alps Unit, DTKE= Transdanubian Range Unit, Bü= Bükk Unit, KMNZ=Mid-Hungarian Fault Zone, SV= Sava Unit, V=Vardar Unit, TR= Transylvanides, J= Jadar Unit, DO= Dinaridic Ophiolite Belt, S-U= Sana-Una Unit, D-I=Drina-Ivanjica Unit, Bos= Bosnian Unit, Adr= Adriatic Unit, K-K= Outer Carpathian Belt. Legend: 1= Foredeeps; 2= Flysch belt; 3= Miocene volcanoes; 4= Inner Alpine, Carpathian and Dinaric mountains; 5= Penninic window; 6= West and East Vardar ophiolites; 7= Detachment and normal faults; 8= Thrusts and folded anticlines; 9= Strike-slip faults; 10= First order strike-slip faults; AC= Alcapa Unit; KMNZ= Mid-Hungarian Fault Zone; TD= Tisza-Dacia Unit, PA= Periadriatic line, BL= Balaton line, MHL= Mid-Hungarian line, BfL= Balatonfő line.

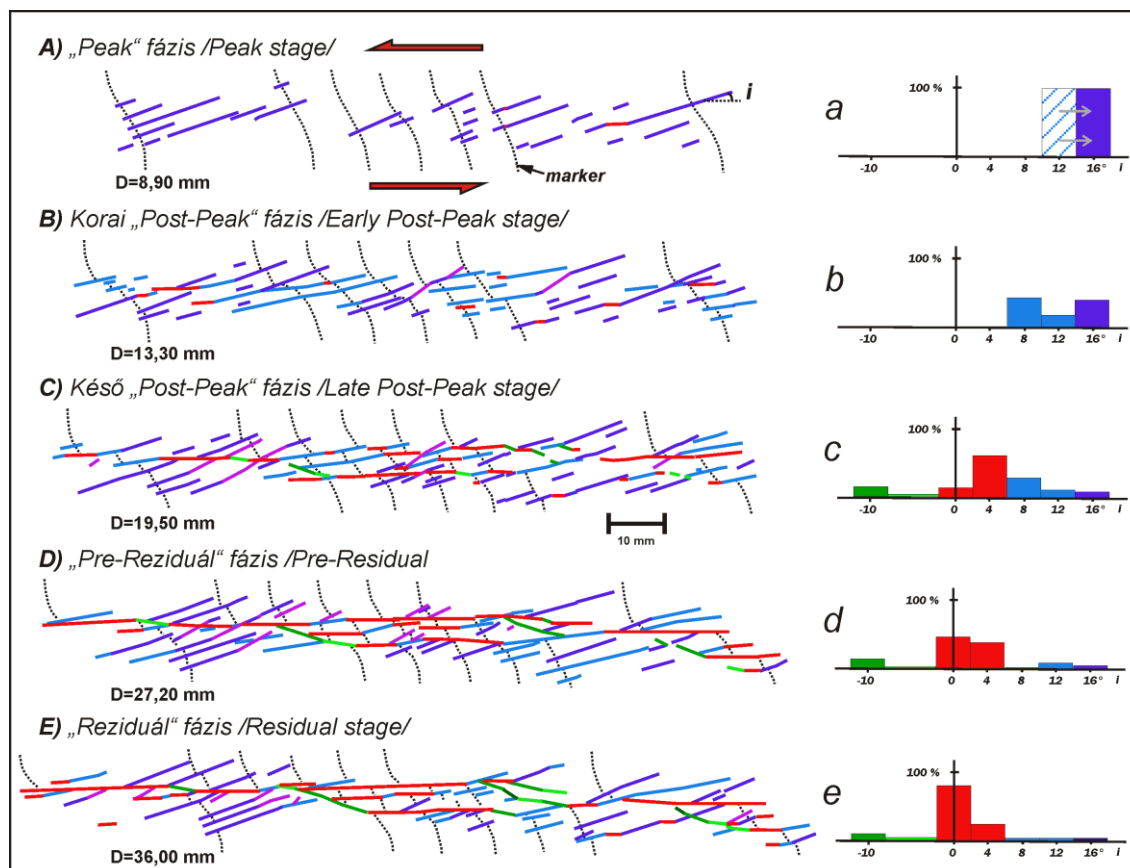
lábánál sorakoznak (Jámbor 1992; Sebe et al. 2011). A fenti szerkezeti zónát, amely a Közép-Magyarországi Nagyszerkezeti Zónával (KMNZ)-val közel párhuzamosan lefutású, Horváth et al. (2006) balos oldal-eltolódásként működő neotektonikus szerkezetként értelmezte. A vízi szeizmikus vizsgálatok alapján egyértelműen kijelenthető, hogy ez a rendszer a Balaton alatt is folytatódik, és a tó területén nagy felbontásban leképezhető. Ebből adódóan a balatoni mintaterület ideális választás az említett vetőrendszer szerkezeti vizsgálatára, mind az elmozdulások jellegének megértése, mind pedig az eltolódások mértékének meghatározása szempontjából.

4.5.1. Az elmozdulás mértékének becslése Tchalenko (1970) modellkísérletei alapján

A vízi szeizmikus szelvények értelmezése során nem lehetett olyan földtani markert (változó vastagságú üledékes csomag, elmozdult csatornakitöltés/vulkanit stb.) találni, mely a horizontális elmozdulás mértékének közvetlen meghatározására felhasználható lett volna, így az elmozdulás mértékét a vetőzóna fejlettsége és szerkezeti összetettsége alapján próbáltam vizsgálni. Analóg modellkísérletekből tudjuk, hogy az oldal-eltolódások mentén kialakuló másodlagos deformációs jellegek (vetők és redők; 4.12. és 4.13. ábra) az elmozdulás előrehaladásával fokozatosan változnak, és ezáltal egy egyre összetettebb szerkezeti zóna jön létre (lásd pl.: Tchalenko 1970; Naylor et al. 1986; Dooley & Schreus 2012). A deformációk növekedése kezdetben egyre nagyobb nyírófeszültséget (nyíróerőt) igényel, majd az elmozduló szerkezetek létrejöttével a szükséges nyíróerő fokozatosan csökken. A folyamat „végén” egy olyan elsődleges törési zóna alakul ki, mely mentén stabilan alacsony nyíróerő mellett is létrejöhet az egymással szomszédos köztettek nagymértékű elmozdulása (Tchalenko 1970).

Tchalenko (1970) agyaglemezeken végzett Riedel-kísérlete (F4. függelék) kiváló alapot szolgáltat ahhoz, hogy megbecsüljük a Balaton alatti nyírási zónában a horizontális elmozdulások lehetséges mértékét. A modell relevanciája viszonylag könnyen indokolható a törési rendszerek skálafüggetlenségével és a pannon összetek agyagos-aleuritos összetételével. Joggal merülhet fel azonban a kérdés, hogy a pannon anyag homoktartalmából kifolyólag miért nem homokkísérletekkel vetjük össze az eredményeket? Naylor et al. (1986) kísérletei valóban rendkívül jól modellezték a Siófoki-medence déli részében futó vetőszegmenst (4.8. ábra), ugyanakkor magát az egész zónát kevésbé jól közelítik. Megfigyeléseim alapján regionális léptékben az agyagos reológia dominál, az egyes szerkezetek finom belső struktúráját viszont inkább a homokkísérletek adják vissza.

Tchalenko (1970) kísérleti eredményei a balatoni vetők csoportosítására használt színezéssel megjelenítve (4.16. ábra) jól összevethetők a tó alatti vetőrendszer képével (4.10. ábra). Megállapíthatjuk, hogy az észlelt nyírási zóna általánosságban a kései „Post-Peak” fázis (4.16/C ábra) szerkezeti képére hasonlít, de a Siófoki-medence déli része már a „Pre-Residual” fázis (4.16/D ábra) határán van. A Siófoki-medence belső területei fejletlenebb szerkezeti képet mutatnak, ahol inkább a gyűrődéses szerkezetek dominálnak annak ellenére, hogy itt egy feltolódásos duplex van kialakulóban.



4.16. ábra: A különböző deformációs fázisokban kialakuló vetőmintázatok Tchalenko Riedel-kísérletében (Tchalenko (1970) után újrarajzolva). Az egyes szerkezeti típusok azonos módon vannak színezve, mint a 4.10. és 4.12. ábrán. A pontozott vonalak a kísérlet során felvett markerek, melyek az elmozdulás (D) mértékét mutatják. Az ábra jobb szélén az összesített elmozdulás (D) százalékos megoszlása látható a különböző ferdeségű (i) másodlagos szerkezetek között.

Figure 4.16. Fault pattern of different deformation stages (a-e) as function of increasing displacement in the Riedel experiment (redrawn after Tchalenko 1970). The faults are colored the same way as in Figure 4.10. and 4.12. Dotted lines are markers showing the amount of displacement (D). At the right edge of the figure diagrams show the partitioning of the displacement (D in %) between different kinds of faults (with an i angle to the PDZ) using the colour code as in fault pattern sketches.

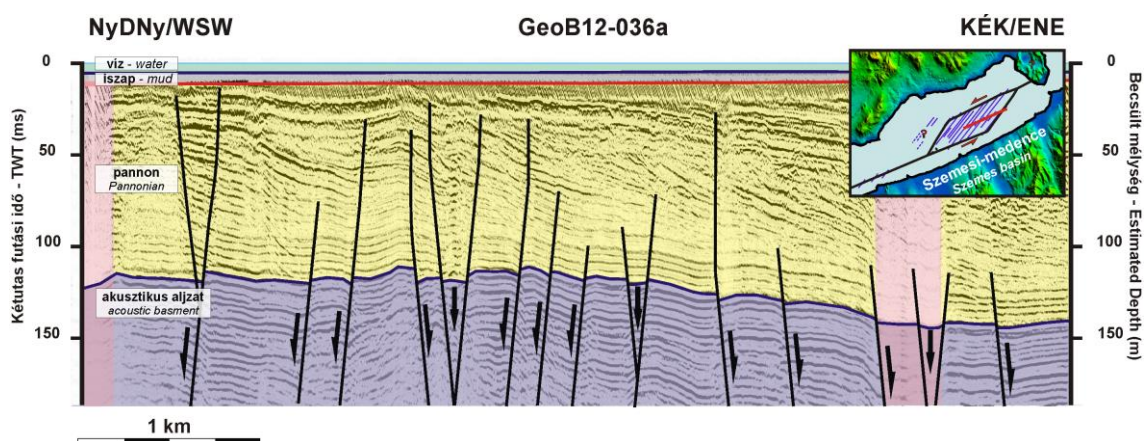
Az összehasonlítás alapján kézenfekvő, hogy magán a neotektonikus törési rendszeren nagyon nagy elmozdulások nem jöhettek létre, hiszen az egész zónán átívelő, teljes

mértékben folytonos PDZ-t nem lehet kimutatni. Az eltolódásos vetőrendszerek skála-függetlenségére hivatkozva maga Tchalenko is hoz egy példát arra (Kelet-Iráni földrengés a Dasht-e Bayaz vető mentén), hogy egy balatonhoz hasonló komplex vetőmintázat viszonylag kis horizontális elmozdulások mellett is kialakulhat. A Dasht-e Bayaz vető például egyetlen földrengés hatására (1968. augusztus 31.; $M_w=7,1$), mintegy 80 km hosszú vetőzónát hozott létre (Walker et al. 2011). Mivel a Balaton alatti vetőzóna még a *Residual* fázis képét se produkálja, a tó alatti vetőrendszer esetében több kilométeres elmozdulásokra biztosan nem, legfeljebb néhány 10 vagy 100 méteres eltolódásokra számíthatunk. Tchalenko (1970) példája alapján a Balaton alatt térképezett nyírási zóna igen könnyen lehet akár egyetlen nagyobb földrengés következménye is!

A fentiek alapján már érthető, hogy miért nincsenek jelentős vastagságkülönbségek a vetők két oldalán, és miért nem lehet olyan földtani markert találni, amely alapján a horizontális elmozdulás mértéke egyértelműen megadható. Utóbbi minden valószínűség szerint a felvett szelvényháló sűrűségénél kisebb vagy azzal összemérhető, vagyis az észlelhető vetőszegmensek mentén nem haladja meg a néhány száz métert.

Az előbbi igen erős állítást megpróbáltam vízi szeizmikus adatokkal is alátámasztani. Az elmozdulások számszerűsítésére a legideálisabbnak a Szemesi-medencében azonosított markáns duplex szerkezet tengelyében futó GeoB12-036a jelzésű többcsatornás szelvényt találtam (4.17. ábra). Ez a szelvény a duplex hosszának mintegy felét képezi le, és mivel közel párhuzamos annak tengelyével, a Riedel-törések mentén kialakuló szét húzásos szerkezetek a szelvény mentén jól tanulmányozhatók. A szelvényen értelmezhető vetőkhöz tartozó elmozdulások horizontális komponenseit összegezve azt tapasztaljuk, hogy a kb. 4,3 km hosszú szelvényen, a vetők alapján számítható hosszváltozás mértéke erősen limitált. A szelvény jelentős torzítását is figyelembe véve, az összesített horizontális elmozdulás mértéke a szelvény alapján nem lehet több mint 50-100 méter. A pannon rétegsor rétegei – a kis vertikális elmozdulásokat visszaállítva – nem mutatnak jelentős vastagságbeli változásokat, amiről arra lehet következtetni, hogy a keresztező Riedel-töréseken sincs szisztematikusan nagy eltolódás. Ez alól egyedül a szelvény NyD Ny-i végén található szerkezet jelenthet kivételt, melyhez a Seistec™ szelvények alapján sekély gázfeláramlás is tartozik. Figyelembe véve, hogy kb. a duplex szerkezet felét kereszteztük, és azon 100 méternél nagyobb horizontális megnyúlást nem tapasztaltunk, az egész duplexre elég magabiztosan kijelenthetjük, hogy a szerkezet menti megnyúlás, mely jó közelítéssel megegyezik a PDZ-menti eltolódások mértékével nem haladja meg a

100-200 métert. Ennél nagyobb horizontális elmozdulás csak akkor jöhetett volna létre, ha vetőrendszerben kiugró, extrém szerkezetet tudnánk kimutatni. Ilyen szerkezet jelenlétére semmilyen eddigi megfigyelés nem utal. Extenziós duplex révén, a Balatonszemes-duplex jól jellemzi az egész balatoni vetőzóna oldal-eltolódásos jellegét. A mérhető oldal-eltolódás mértéke tehát az azonosított neotektonikus szerkezeten a néhány 100 méteres nagyságrendbe kell essen.



4.17. ábra: Többcsatornás vízi szeizmikus szelvény a Balatonszemes pull-apart duplexen keresztül (Visnovitz et al. 2015). A szelvény jól mutatja a vetőkkel tagolt aljzati blokkokhoz tartozó limitált horizontális elmozdulásokat (összesen kb. 50-100 m a 4,3 km hosszú szelvény mentén).

Figure 4.17. Multichannel seismic profile across the Balatonszemes pull-apart duplex showing the very limited horizontal offset between the tilted basement blocks (about 50-100 m in total along this 4.3 km long profile) (Visnovitz et al. 2015).

Meglepően hasonló eredményt kapunk, ha Tchalenko (1970) modelljét arányosan felnagyítjuk a balatoni nyírózóna méreteire. Tchalenko (1970) vázlata alapján (lásd F4. függelék) a 4.16. ábrán látható elmozdulások kb. egy 50 cm széles agyaglemezen jöttek létre. A balatoni nyírási zónának megfelelő szerkezeti kép, ezekben a kísérletekben kb. 2,5 cm-es elmozduláshoz köthető, tehát a mintázathoz szükséges horizontális elmozdulás és a nyírt zóna szélességének aránya kb. 1:20. Ez az arányszám a Szemesi-medencében azonosított, mintegy 3-4 km széles nyírási övre nézve, a fenti számításokhoz hasonlóan 150-200 m-es horizontális elmozdulást jósol a zóna egészére nézve.

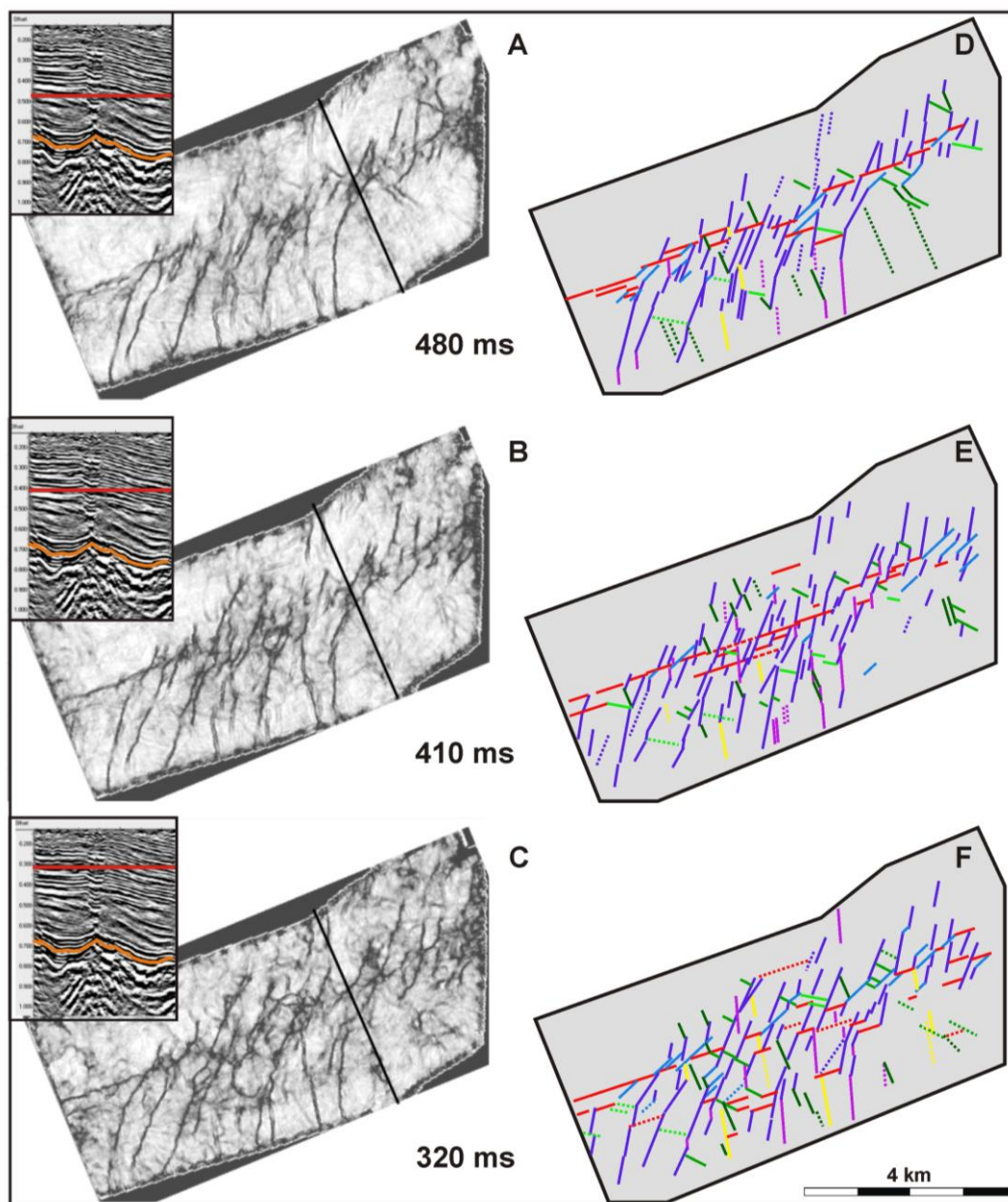
Tchalenko (1970) modellje a vetőrendszer jövőbeli fejlődésére nézve is tartogat néhány hipotézist. Az analóg modellekben a PDZ-szegmensek lesznek azok, melyek mentén a nagyobb léptékű és hosszútávon bekövetkező elmozdulásokat létrejönnek, míg a másodlagos szerkezetek inkább csak indikátorai az elmozdulás jellegének és a közet reakciójának a kezdeti feszültségekre. Ennek megfelelően a Balaton alatti vetőzóna várhatóan a közel folytonos déli part közeli vetők mentén fejlődik majd tovább, míg a többi

területen újabb törések kialakulása kevésbé valószínű. A Szemesi-részmedencében kialakult duplex előre láthatóan a későbbiekben feldarabolódik majd egy, a szerkezet belsejében futó PDZ szegmens révén, és a nagyobb elmozdulások a P-vetők kialakulását segítik majd elő. Az ily módon összekapcsolódó rendszer a tó déli harmadában helyezkedhet majd el.

4.5.2. A Balaton alatti vetőrendszer és a Balatontól délre elhelyezkedő Balaton-vonal szerkezeti összehasonlítása

A Balaton alatti nyírási zóna töréses szerkezetei jól illeszkednek a Pannon-medence KÉK-NyDNY-i csapású balos oldal-eltolódásos szerkezeti rendszerébe. Maga a nyírási zóna az ALCAPA mikrolemez déli szegélyéhez közel, attól mintegy 10-20 km-re északra helyezkedik el (4.15. ábra) és közel párhuzamos lefutású a KMNZ északi peremét adó Balaton-vonallal (BL), mely a Pannon-medence egyik legfontosabb oldal-eltolódásos szerkezete. A két különböző hierarchiájú vető közeli elhelyezkedése és hasonló kinematikája alapján azt feltételezhetjük, hogy egyazon feszültségtérhez köthetők, és ugyanazon regionális rendszer részét képezik. A Magyar Horizont Energia Kft. Buzsák környékén rögzített 3D ipari szeizmikus tömbje nagy felbontásban és igen részletgazdagon képezte le a Balaton-vonal egy kb. 8-10 km-es szegmensét (Várkonyi et al. 2013). Ez lehetővé teszi a két rendszer összehasonlítását. A 4.18. ábrán a Várkonyi et al. (2013) által a 3D adatrendszerre számított koherencia tömb (*Coherency cube*) néhány időszelete látható (4.18/A-C ábra), melyek egyértelműen igazolják a Balaton-vonal balos oldal-eltolódásos jellegét a neotektonikus fázisban. A zóna szerkezeti képe rendkívül hasonlít mind a Balaton alatti vetőrendszerre, mind pedig a Tchalenko (1970) modelljében látható mintázatokra. Az egyes időszeletek értelmezése a szokásos színezésben (lásd 4.12. ábra) a 4.18/D-F ábrákon láthatók. Az értelmezés alapján a vetőrendszert az ÉK-DNY-i csapású Riedel-törések uralják, melyek mellett számos egyéb másodlagos vető (különböző szögű P- és R-törések, sőt esetenként normál vetők és az antitetikus irányokba eső R'-törések is megjelennek. A szerkezetet középen egy közel folytonos elsődleges törési zóna vágja ketté, mely a tömb keleti harmadánál néhány száz métert ellép balra. Ez a törésrendszer mindhárom időszeleten megtalálható, de legmarkánsabban a tömb nyugati oldalán látszik. A szerkezeti komplexitás és a vetősűrűség felfele növekszik, és ezzel párhuzamosan a zóna kis mértékben ki is szélesedik. A szerkezeti mintázat jellegében nem látni érdemi változást. A Balaton-vonalhoz tartozó vetőmintázatot a balatoni vetőkkel és Tchalenko

(1970) modelljével összevetve arra jutottam, hogy a Balaton-vonal némiképp előrehaladottabb szerkezeti fázisban van, mint a Balaton alatti vetőrendszer. Míg a balatoni vetőrendszerre leginkább a „*Post-Peak*” geometria volt a jellemző, addig a Balaton-vonal esetében a „*Pre-Residual*” – „*Residual*” jellegek dominálnak.

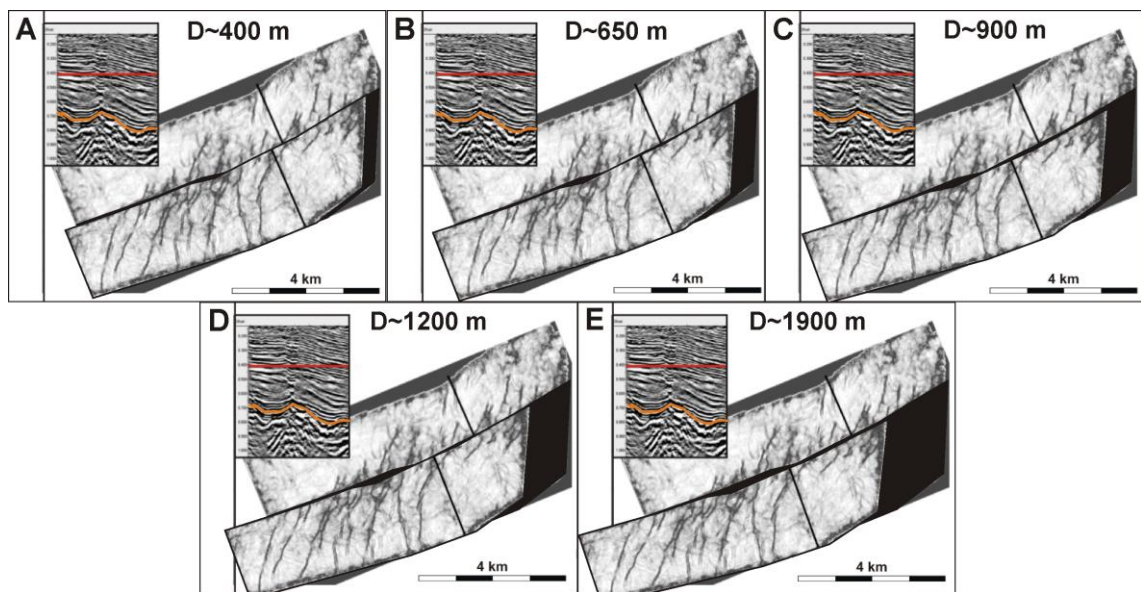


4.18. ábra: A Balaton-vonal egy szegmenséről készült 3D koherencia tömb 480 ms, 410 ms és 320 ms-os időszeletei (A,B,C) és azok értelmezései (D,E,F) (módosítva és értelmezve Várkonyi et al. 2013 után). Az értelmezett vetőszegmensek a 4.10. és 4.12. ábra jelkulcsának megfelelően lettek színezve. Az időszeletekhez tartozó szelvénymetszetek az időszelvény helyét (piros) és a pannon rétegek bázisát (narancssárga) jelölik.

Figure 4.18. 3D coherence cube at Balaton line. Time slices are at 480 ms, 410 ms, 320 ms (A,B,C), and their interpretation (D,E,F resp.) with colouring the fault the same way as in Figures 4.10 and 4.12 (modified after Várkonyi et al. 2013). In seismic profile insets lines indicate the position of the corresponding time slices (red) and the base of the Pannonian strata (orange).

A Balaton-vonal mentén, a szerkezeten keresztülfutó PDZ és a PDZ-re meredekebb szöget bezáró Riedel-törések nagyobb elmozdulások jelenlétére utalhatnak, amelyek a kialakult folytonos PDZ mentén jöhetnek létre. A különböző mélységszelvények hasonlósága alapján a deformáció poszt-datálja a pannon üledékek lerakódását, hisz szinszediment vetők esetében a mélyebb rétegek erősebb deformáltságát váránk. Az időszetek eltérő szerkezeti képe valószínűleg az üledékek mélységgel történő eltérő kompaktációjának és az ebből következő eltérő reológiájának, valamint a szeizmikus leképezés felbontóképességének csökkenésével magyarázhatók.

De mennyi is lehet az elmozdulás a Balaton-vonal esetében? Erre a kérdésre a PDZ-nek neki futó Riedel-törések korrelációjával próbáltam választ adni. Ezek a törések első ránézésre keresztülfutnak a PDZ-n, de jobban megnézve az időszeketeket, láthatjuk, hogy számos Riedel-törés elvégződik, vagy folytonosnak tűnő lefutása erősen elhajlik a PDZ szegmenshez érve. A PDZ-nél elvégződő szegmensek korrelációja sokféleképpen megvalósítható. Viszonylag jó illesztés érhető el ~ 400, 650, 900, 1200 és 1900 méteres eltolódás esetén (4.19. ábra). Ezek közül a legjobb illeszkedést a 400 méteres eltolódás adja, mely esetén szinte minden Riedel-töréshez tartozó vetőszegmens jól illeszkedik. A nagyobb eltolódások közül a kb. 1200 méteres tűnik a legmeggyőzőbbnek, igaz, hogy ilyen mértékű eltolások esetén már a legnyugatibb Riedel-törések teljes mértékben kívül esnek a fő törési zónából, és ily módon pár nélkül maradnak. Teljes illeszkedést azonban nem is kell várunk a rekonstrukciók során, hiszen az elmozdulás folyamán keletkező Riedel-törések sose fognak az eredeti állapot visszaállítása után egymáshoz futni. Ezek az időközben keletkező vetőszegmensek a rekonstruált képben, a maximális elmozdulás mértékét nem meghaladó jobbos eltolásként fognak megjelenni. Hasonlóan antikorrelációt generál, ha az elmozdított törések folytatásai az elmozdulás során kiújulnak. Az ezáltal keletkezett „fél Riedel”-eknek az eredeti szituációban nem lesz párja, viszont az utolsó jelentősebb elmozdulást megelőző állapotot rekonstruálva tökéletesen fognak illeszkedni. A 400 méteres elmozdulás mellett visszaállított kép valószínűleg éppen ezt az utolsó elmozdulás előtti állapotot jelenti, ami egyben jó alsó becslést ad a teljes horizontális elmozdulásra a neotektonikus fázisban. Lehetséges, hogy ez az érték megegyezik a teljes elmozdulással, ugyanakkor a nagyobb elmozdulásokat feltételező rekonstrukciókban kapott jó korrelációk azt sejtetik, hogy a teljes elmozdulás mértéke ennél valamivel nagyobb is lehetett.



4.19. ábra. A Riedel-törések lehetséges korrelációi a buzásaki 3D koherencia tömb 410 ms-os időszelétére. A) ~400 m-es eltolódás esetén, B) ~650 m-es eltolódás esetén, C) ~900 m-es eltolódás esetén, D) ~1200 m-es eltolódás esetén, E) ~1900 m-es eltolódás esetén (Várkonyi et al. 2013 alapján).

Figure 4.19. Possible correlations of Riedel shears along the 410 ms timeslice of the Buzsák 3D coherence cube. A) Displacement is about 400 m, B) Displacement is about 650 m, C) Displacement is about 900 m, D) Displacement is about 1200 m, E) Displacement is about 1900 m (based on Várkonyi et al. 2013).

A Riedel-törések kiegészülése a Balaton-vonal esetében láthatóan jelen van. Ezt többek között az igazolja, hogy a jelenlegi szerkezeti képen is számos Riedel látszólag keresztezi a PDZ-t. Ugyanezt a képet azonban nem csak a Riedel-törések kiegészülése, hanem a korábbi törések egymás mellé rendeződése is előidézhette. Utóbbi a vetők elvégződésük "összeakadásával" az elmozdulás ellen dolgozik.

A Balaton-vonal menti maximális elmozdulás mértékére az 1200 m-t tartom lehetségesnek. A buzásaki adattömb alapján az ezt meghaladó értékű rekonstrukciók esetében már csak igen kevés Riedel-törés korreláltható. A Riedel-törések többsége ezekben a rekonstrukciókban kívül esik a térképezett vetőzónán, és emiatt pár nélkül marad. A megmaradó párosítható szegmensek rövidek, így korrelációjuk már erősen bizonytalan.

A fentiek alapján arra következtetésre jutottam, hogy a buzásaki tömb által leképezett Balaton-vonal mentén valószínűleg egy pár 100 méteres, esetleg 1-2 km-es horizontális elmozdulás mehetett végbe a neotektonikus fázis során. Utóbbi valamivel nagyobb mint az, amit a Balaton alatti vetőzóna esetében feltételezhetünk, ami jó összhangban van azzal, hogy a Balaton-vonal szerkezeti képe kissé „előrehaladottabb” stádiumban van. A

buzsáki tömbön feltételezhető elmozdulás alsó határa – amely feltehetőleg az utolsó jelentősebb elmozdulást jelenti – emellett teljes mértékben kompatibilis azzal az értékkel, melyek a Balaton alatti vetők esetében meghatároztunk.

A neotektonikus fázisra nézve, melynek kezdete korábbi munkák alapján (Bada et al. 2007; Fodor et al. 2005; Horváth F. et al. 2006; Magyar & Sztanó 2008) nagyjából a mio-pliocén határra tehető (5-6 millió éve), a fenti elmozdulások egy 0,07-0,4 mm/év-es átlagos elmozdulást jelentenek. Ez az érték elég jól összhangban van azokkal a GPS-es mérésekkel, melyek alapján a Pannon-medence és a stabil európai előtér között mintegy 1,5 mm/év az átlagos elmozdulás figyelhető meg (Grenerczy et al. 2005, Caporali et al. 2009). A fenti elmozdulás minimum 5-6 olyan vetőrendszer kumulatív elmozdulását jelenti, mint amilyen a Balaton-vonal, így az egyes vonalakra jutó átlagos elmozdulások mértéke a pár tized mm/év nagyságrendbe esik. Ezt az értéket látszanak igazolni a Balatonon és a Balaton-vonalon végzett vizsgálatok is.

4.6. A Balaton alatti vetőrendszerrel kapcsolatos legfontosabb konklúziók

A Balaton területén mért komplex vízi szeizmikus adatrendszer (EBSzA) segítségével a tó alatt egy balos nyírási zóna található. A zónát számos szerkezeti elem építi fel, melyek többnyire az ipari szeizmikus felbontás alatti (0,1-20 m) vertikális elmozdulásokat mutatnak. A vetőkhöz kapcsolódó redők ugyancsak kis amplitúdójúak, és a hozzájuk tartozó vertikális mozgások a méterestől néhány 10 méteres tartományban mozognak. A vetők és a redők is egy hierarchikus szerkezeti rendszer részei, és az analóg kísérletekben is rekonstruált szerkezeti képbe illeszthetők. A kisebb vetők nagyobb pásztákba rendeződnek, és összességében egy több pásztából álló 5-8 km széles nyírási zónához tartoznak. A nyírási zóna vetőszegmensei másodlagos szerkezeti elemek (R- és P-törések) révén összekapcsolódnak és a tó területén négy, csak ultranagy felbontásban definiálható duplex szerkezetet mutatnak. A leglátványosabb duplex szerkezet a Szemesi-medence aljzatában jelenik meg.

Az azonosított vetőminták analóg modellekkel és 3D ipari szeizmikus adatokkal való összevetésével rámutattam, hogy a Balaton alatti nyírási zóna mentén nemcsak a függőleges, hanem a horizontális elmozdulások mértéke is erősen limitált. Az észlelt vetők által harántolt Pannon képződményekben nem ismerhető fel olyan sztratigráfiai jelenség (változó vastagságú köteg, vulkanit, mederkitöltés stb.), mely alapján a rendelkezésre álló szelvényhálón látványos horizontális elmozdulás kimutatható lenne. A Szemesi-medence

duplex szerkezetén átfutó szelvények azonban megerősítik a horizontális elmozdulások korlátozottságát. Az eredmények tükrében a balatoni vetőrendszer, mely a Balatonfő-vonal neotektonikus aktivitásához köthető, az utóbbi 6 millió évben (neotektonikus fázis) mindössze néhány 100 méteres kumulatív elmozdulást szenvedhetett el. Ez néhány tized mm/év átlagos elmozdulásnak felel meg, ami összhangban van a közelmúltban végzett GPS-es mérések eredményeivel.

A szelvényezések a Balaton területén nem mutattak ki olyan normál vetőt, amely a tó tektonikus árok jellegét igazolná. Ráadásul ezek a tóperemmel párhuzamos normál vetők a jelenkori feszültségtérbe nehezen illeszkednének. A tó kialakulásában ugyanakkor jelentős szerepet játszhatott a vízi szeizmikán térképezhető nyírási zóna, mely meggyengíthette a pannon rétegeket, és ezáltal szabad utat engedhetett az É-ias irányból érkező szelek felszínformáló hatásának, ahogy azt korábban [Cholnoky \(1936\)](#) is feltételezte.

A fentiek alapján a Balaton alatti szerkezeti vizsgálatok új eredményeiből két tézist fogalmaztam meg. Ezek a tézisek a dolgozat **7. fejezetében**, a **3. és 4. tézispontban** olvashatók.

5. A Balaton alatti kvarter üledékekkel kapcsolatos megfigyelések

„Nem ősmeder nyomokat kerestünk a Balaton környékén [...] de – legnagyobb bosszúságunkra – a turzások helyett hajdani folyókanyarok rajzolódtak ki mind a fekvőanyag minőségi térképein, mind a tözegvastagságok térképein.” /Mike Károly, 1980b/



5.1. A balatoni kvarter üledékek rétegtani jellemzése

5.1.1. A Balaton régió negyedidőszaki üledékeinek kutatási előzményei

A pannon üledékképződés lezárultával a Dunántúli-középhegység déli előterének képe fokozatosan megváltozott. A Középhegység és a Somogyi-dombság kiemelkedésével, továbbá a pliocén vulkanizmus és a plio-pleisztocén deflációs periódusok hatására a térség geomorfológiája és vízrajza jelentősen átalakult (Mike 1980a; Marosi & Szilárd 1981; Martin & Németh 2004; Gábis & Nádor 2007; Sebe et al. 2011). Létrejött a mai értelemben vett Balatoni-medence.

Mike Károly (1976; 1980b, 1991) munkái alapján a Balaton térségét a pleisztocén korban még folyóvízi környezet uralhatta, melynek különböző lefutású ősfolyam-medrei a tó környéki tözegkutató fúrások alapján jól rekonstruálhatók. A folyóvízi síkságot idővel felváltotta a tavi-mocsári környezet, végül a vizenyős területek sokasága egy egységes, nyílt vizű tóvá alakult (Cserny & Nagy-Bodor 2000; Cserny 2002).

A mai Balaton kialakulásának körülményei sokáig tisztázatlanok voltak, és a Balaton korával kapcsolatban is számos különböző nézet látott napvilágot (Lóczy 1913; Cholnoky 1936; Kéz 1943; Bulla 1946; Sümeghy 1953; Zólyomi 1952; 1966; Marosi & Szilárd 1981; Zólyomi & Nagy 1992). A tavat tanulmányozó kutatók geomorfológiai, őslénytani és szedimentológiai megfontolásokra alapozva széles skálán változtatták a tó keletkezésének korát a középső-pliocéntól egészen a pleisztocén-holocén határig. A tó kialakulásával kapcsolatban is több különböző nézet terjedt el (Lóczy 1913, Cholnoky 1936, Mike 1976; 1980b). Egyes szerzők (pl.: Lóczy 1913) a tó eredetét tektonikai hatásokkal magyarázták, míg mások (pl.: Cholnoky 1936) a szélrózsió szerepét hangsúlyozták ki. Mike (1980b) az általa azonosított „Ős Duna” névre keresztelt ősfolyamot tartotta a balatoni medencék és a tó közvetlen előzményének.

A kérdések tisztázására a Magyar Állami Földtani Intézet az 1980-as évek elején Cserny Tibor vezetésével egy nagyszabású projektet indított, amely komplex módon

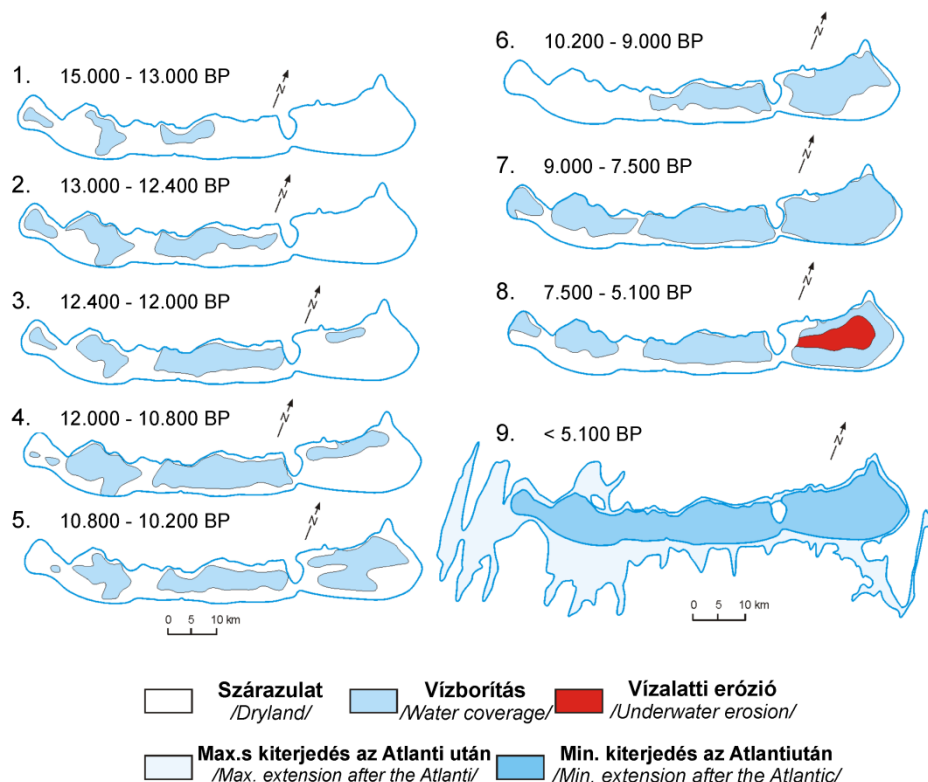
(fúrásos mintavétel és geofizikai szelvényezés) vizsgálta a Balaton üledékeit és azok közvetlen fekvését (Cserny et al. 2000; Cserny 2002). A „Balaton Aktuálgeológiai Program” névre hallgató projekt négy szakaszból álló vizsgálatai (aktuálgeológiai, földtan-geofizikai, környezetföldtani és limnogeológiai szakasz) közel 20 évig tartottak és a tavi üledékek fizikai, kémiai jellemzését, térbeli helyzetének és vastagságviszonyainak megismerését, valamint a Balaton kialakulásának és fejlődéstörténetét rekonstruálását tűzték ki célul. A fenti munkák legfontosabb eredményeit Cserny (2002) foglalta össze. Ezek a következők voltak:

- 1) A „balatoni üledékképződés” két szakaszra osztható. Ezek közül az első (kb. 10-15 ezer éve) alapvetően törmelékes és tőzeg tartalmú összletet képvisel, míg a rétegsor fiatalabb része (<10 ezer éve) elsősorban kémiai kiválás útján keletkezett mészsízap.
- 2) A tavi rétegsor általában egy néhány centiméter vastag homokos-kavicsos összlettel indul, e felett pár centiméteres tőzegréteg következik, majd homogén, karbonátos-agyagos, kőzetlisztes iszapban folytatódik. A tavi iszap bázisában pannon agyag, kőzetliszt vagy alsó/középső-pleisztocén(?) folyóvízi homokos kőzetliszt található. Az iszap felső 10-20 centimétere igen lágy kolloid.
- 3) A tavi rétegek átlagos vastagsága ~5 m (max. 8 m – Zala torkolatnál), és átlagosan 0,4 mm/év üledékképződési rátával jellemezhető.

Pollenanalitikai vizsgálatok és radiokarbonos kormeghatározások alapján Cserny és munkatársai egy többlépcsős tőfejlődést rekonstruáltak (5.1. ábra, Cserny & Nagy-Bodor 2000). Lóczy (1913)-hoz hasonlóan arra jutottak, hogy az egységes tómedence kialakulása fokozatosan ment végbe, és a tó területén kezdetben különálló sekély és tiszta vizű tavacsók foglaltak helyet. Ezek egyesülése a vízszint emelkedésével és a köztes hátaik abráziós lepusztulásával jöhetett létre. A tó különböző vízborítottsági stádiumait, vízszintváltozásait és eutrofizációs szintjét az Aktuálgeológiai Program keretében mélyített 33 mederfúrás részletes környezetföldtani vizsgálatával határozták meg. Az egységes balatoni víztükör kialakulását kb. 5000 évvel ezelőttre tették.

5.1.2. A negyedidőszaki üledékek a balatoni vízi szeizmikus szelvények alapján

A vízi szeizmikus szelvények vizsgálata alapján a kvarter rétegsor ugyancsak két fő rétegtani egységre osztható fel. A tavi üledékek egy igen jól, és közel horizontálisan rétegzett sorozattal indulnak, melynek bázisa egy a tó egész területén jól azonosítható



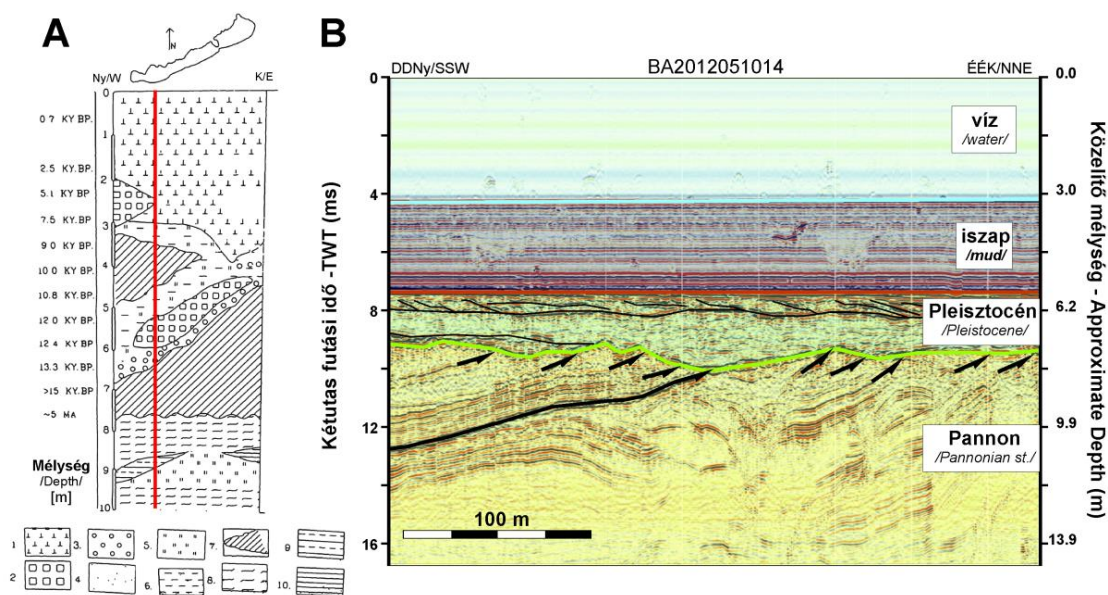
5.1. ábra: A Balaton fejlődéstörténete és vízboríttósága, pollenstatistikai és geofizikai adatok alapján (Cserny & Nagy-Bodor 2000 munkája nyomán). 1= Dryas-I.; 2= Bölling; 3= Dryas-II.; 4= Alleröd; 5= Dryas-III.; 6= Preboreális; 7= Boreális; 8= Atlanti; 9= Szubboreális, Szubatlati.

Figure 5.1. Evolution of Lake Balaton based on pollen statistical analysis and geophysical measurements (after studies of Cserny & Nagy-Bodor 2000). 1= Dryas-I.; 2= Bölling; 3= Dryas-II.; 4= Alleröd; 5= Dryas-III.; 6= Preboreal; 7= Boreal; 8= Atlantic; 9= Subboreal, Subatlantic.

eróziós diszkordancia felszín. A diszkordancia felület alatti második üledécsomag keresztarégtzett,- illetve övzátonyos belső szerkezetet mutat, és ismétlődő folyóvízi bevágódásokkal együtt járó alluviális környezetre utal (pl.: Novák et al. 2010). A folyóvízi üledékek alatt már pannon rétegek következnek, melyek azokon a helyeken, ahol a folyóvízi rétegsor hiányzik, közvetlenül a tavi iszap bázisáig terjednek.

Cserny (2002) a tavi üledékekkel kapcsolatos főbb megfigyeléseit egy rétegtani diagram segítségével foglalta össze (5.2/A ábra). Ez igen jól korrelálható a Seistec™ szelvények alapján általunk felvázolt kvarter rétegsorral (5.2/B ábra). A szeizmikus szelvények rétegsorának horizontálisan jól rétegtzett felső része („tavi iszap”) a fúrásokban nyomonozható holocén mészsizapnak feleltethető meg, mely a tó keleti felében fokozatosan megy át hasonlóan rétegtzett, és feltehetőleg ugyancsak tavi eredetű késő-pleisztocén üledékekbe. A fenti összlet eróziós diszkordanciával települ az idősebb pannon rétegekre vagy pleisztocén folyóvízi sorozatra. A tó nyugati felében a legfelső pleisztocén rétegek hiányoznak, a holocén tavi üledékek adta diszkordancia felszín alatt valamivel idősebb

felső-pleisztocén rétegek (köztük tőzeg) települnek. Utóbbi rétegek bázisa egy újabb eróziós felület, mely alatt pannon rétegsor következik.



5.2. ábra: A balatoni vízi szeizmikus szelvényeken látható kvarter rétegsor [Cserny \(2002\)](#) litosztratigráfiai táblázatának tükrében. A) Rétegtani diagram a MÁFI 33 db „Tó” fúrása alapján ([Cserny 2002](#)); B) SeistecTM szelvény a Szigligeti-medence keleti feléből. A függőleges piros vonal a szeizmikus szelvény közelítő helyét jelöli a rétegtani ábrán. 1= agyagos mészszip; 2= tőzeg; 3= kavics; 4= homok; 5= közetliszt; 6= agyag; 7= üledékhiány; 8= közetlisztes agyagmárga; 9= márga; 10= homokkő.

Figure 5.2. The Quaternary strata of Lake Balaton based on SeistecTM images and lithostratigraphic column of [Cserny \(2002\)](#). A) Strata below the lake based on the offshore 33 boreholes of the Hungarian Geological Institute ([Cserny 2002](#)). B) A SeistecTM profile from the eastern Szigliget basin. Perpendicular red line in the lithostratigraphic figure indicate approximate position of the seismic profile. 1= calcareous mud; 2= peat; 3= gravel; 4= sand; 5= silt; 6= clay; 7= hiatus; 8= silty claymarl; 9= marl; 10= sandstone.

5.2. A Balaton alatti pleisztocén folyóvízi rétegsor

5.2.1. A pleisztocén folyóvízi rétegsorral kapcsolatos korábbi megfigyelések

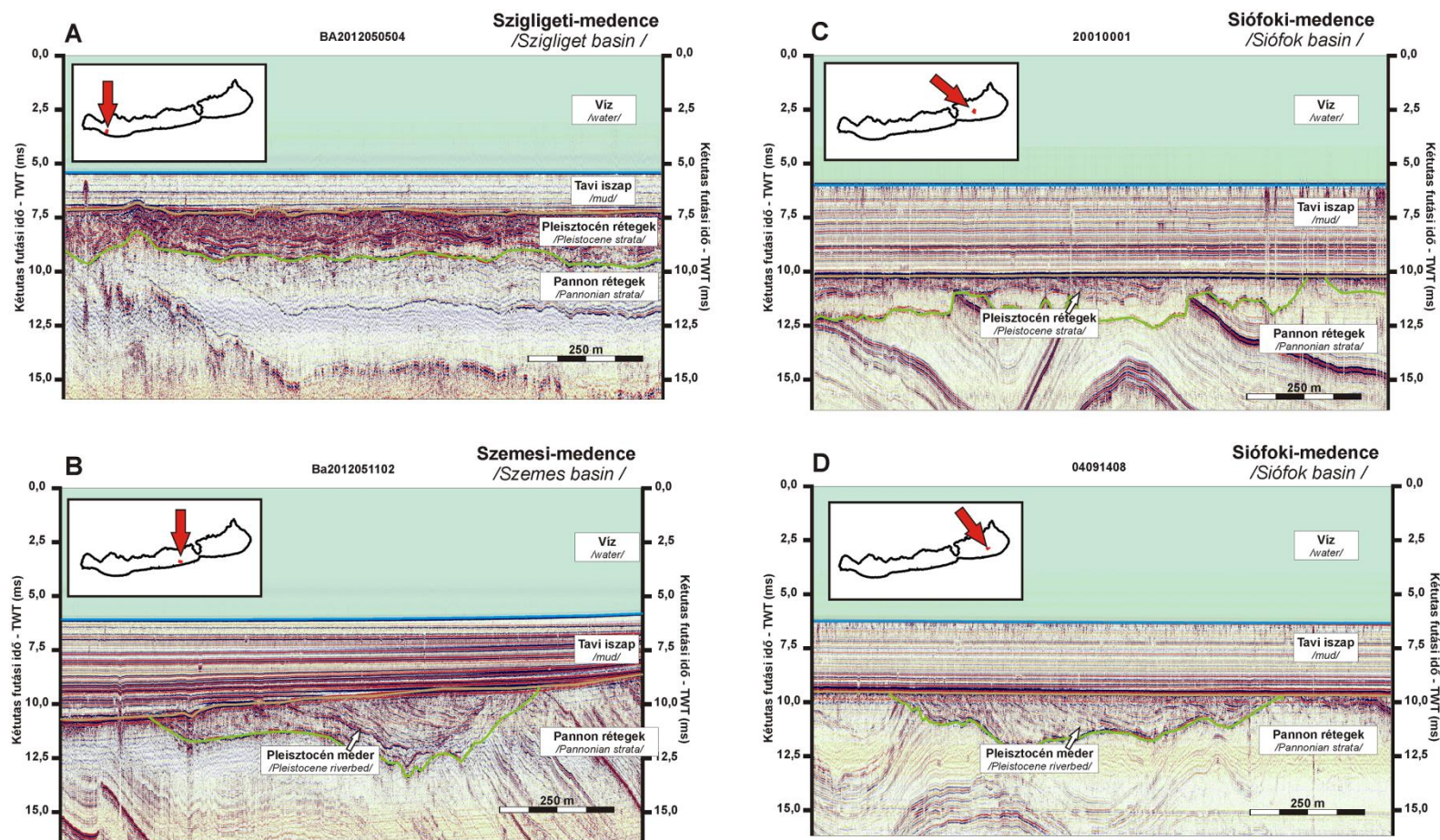
A horizontálisan rétegzett tavi iszap alatt elkülönülő folyóvízi rétegsor jelenlétét már az ELTE vízi szeizmikus kutatásainak korai szakaszában (1993-2010) felismerték. A fenti üledékek értelmezésére és térképezésére többen is kísérletet tettek, és látványos eredményeket bemutatva igazolták a Balaton kialakulását megelőző folyóvízi környezet jelenlétét (pl.: [Szafián et al. 2007a](#); [Novák et al. 2010](#)). Ezek a tanulmányok közvetlen fúrási adatok hiányában nem tudták meghatározni az üledékes összlet pontos korát, így a folyóvízi rétegsort egyszerű logikai alapon helyezték el a pleisztocén korba. [Cserny et al. \(2000\)](#) fúrási adatai, valamint a fúrások és a vízi szeizmikus szelvények felvázolt rétegtani korrelációja alapján (lásd 5.2. ábra), a rétegsor horizontálisan rétegzett felső része a nyílt tavi környezethez kapcsolódik, és képződése kb. 9-12 ezer évtől napjainkig tarthatott. Az ennél idősebb folyóvízi rétegsor legvalószínűbb kora a tőzegrétegek radiokarbon

adatai alapján (Cserny 2002) 10-17 ezer év. A folyóvízi rétegsor alsó határát illetően azonban sajnos nincsenek pontos koradataink. A Balaton alatti medrek tengerszint feletti magassága alapján az sejthető, hogy a kérdéses medrek kora a felső-pleisztocénre korlátozódik. Ennél idősebb folyót csak abszolút koradatokkal alátámasztva, illetve egy olyan szerkezeti- és környezetfejlődési modellt kidolgozva lehetne kimutatni, mely képes megmagyarázni a Somogyi-dombság és a Balaton medencéjében követhető pleisztocén medernyomok kapcsolatát, és megfelelő nagyságú vízgyűjtőt is fel tud mutatni a feltételezett vízfolyáshoz.

Az iszap alatt diszkordánsan települő pleisztocén összletben a folyóvízi üledékekre jellemző keresztrétegzett és övzátonyos belső szerkezet vízi szeizmikus módszerekkel a tó területén mindenhol kimutatható, bár az egyes részmedencékben a pleisztocén rétegsorhoz kapcsolódó szeizmikus fáciesek kissé eltérnek egymástól (5.3. ábra). Mindezek alapján az üledékeket felhalmozó folyó (vagy folyók?), a felső-pleisztocén során meghatározó eleme volt a balatoni medencének. Novák et al. 2010 a Fonyód előtti szeizmikus anyag alapján részletesen térképezte a folyó egy szakaszát, és arra a következtetésre jutott, hogy a fenti vízfolyáshoz tartozó mederöv valaha megkerülte a fonyódi Várhegyet. Mike (1980b) munkái, és a folyókanyarulatok méretei alapján a szerzők arra jutottak, hogy a szeizmikán azonosított folyó a Nagy-Berek tözegkutató fúrásaiban feltárt ösfolym egy Balaton alatti szakasza. Bár a folyót tápláló vízmennyiség eredetére, a folyó korára és a vízfolyás irányára nézve a szerzők nem tudtak kielégítő választ adni, a munka egyértelműen igazolta, hogy a tó alatt egy olyan mederöv követhető, amely egy pleisztocén vízfolyás által mélyített, különböző korú medrek szuperpozíciójának eredménye.

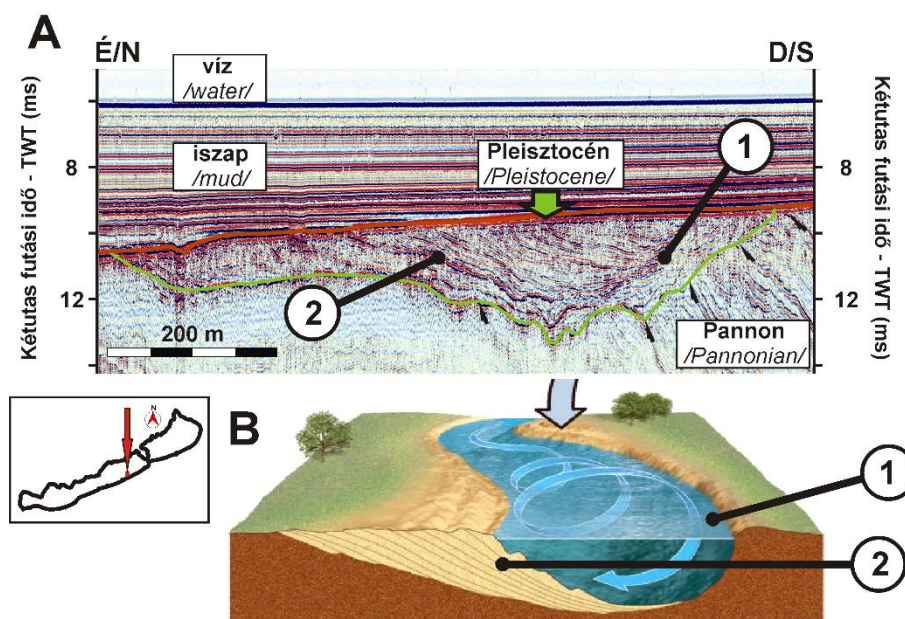
5.2.2. A Balaton alatti folyóvízi rétegsorral kapcsolatos új megfigyelések és azok diszkussziója

A Balaton alatti folyóhoz kapcsolódó övzátony épülést doktori munkám során számos szelvényen sikerült igazolnom. Az egyik leglátványosabb példa a Szemesi-medence déli részéből hozható (2011-2012 felmérés; 5.4. ábra), ahol a szeizmikus szelvényeken egy meanderező folyószakasz iskolapéldaszerű keresztmetszetét láthatjuk. Ezen a helyen a folyómeder viszonylag épen és nagy vastagságban maradt fent, ellentétben a tó más részeivel, ahol a folyóvízi rétegsor már csak eróziós roncsokban található meg. A vízi szeizmikus szelvények alapján a folyóvízi összlet felső része máshol többnyire hiányzik, és emiatt az egykori folyómedrek pontos lefutását igen nehéz rekonstruálni.



5.3. ábra: Pleisztocén folyóvízi rétegekhez kapcsolódó szeizmikus fáciesek a Balaton különböző részmedencéiben. A) Szigligeti-medence; B) Szemesi-medence; C-D) Siófoki-medence.

Figure 5.3. Seismic facies of the Pleistocene fluvial strata in different sub-basins of Lake Balaton. A) Szigliget basin; B) Szemes basin; C-D) Siófok basin.



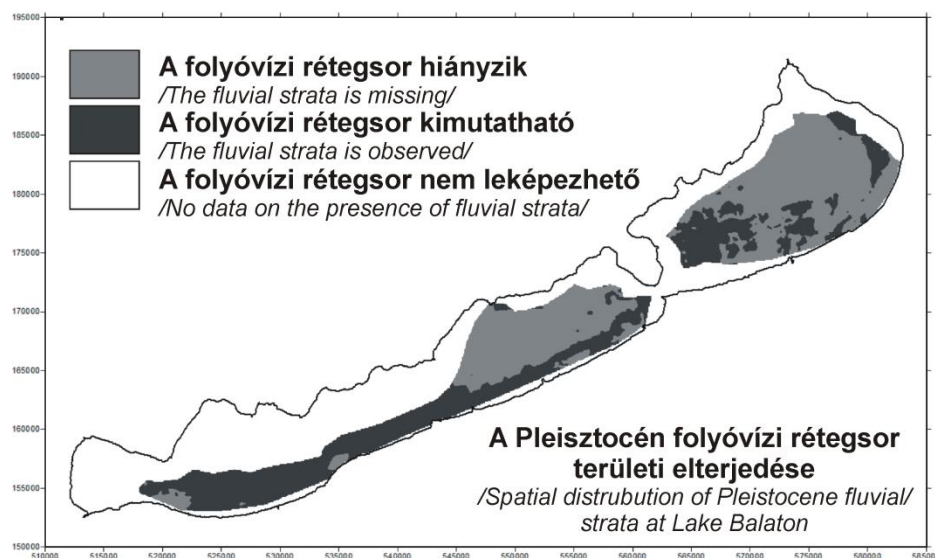
5.4. ábra: Pleisztocén folyómeder a déli part közelében Balatonföldvár és Balatonszemes között. A) Szeizmikus szelvény; B) Az övzátony épülés elméleti geometriája (Schott 2013 alapján). 1= pusztuló part; 2= övzátonyok.

Figure 5.4. Pleistocene riverbed at the southern shores between Balatonföldvár and Balatonszemes. A) Seismic profile; B) Theoretical image of a meandering river (based on Schott 2013). 1= eroding bank; 2= point bars.

A SeistecTM szelvények alapján térképeztem a pleisztocén folyóvízi rétegek jelenlegi elterjedését és vastagságát is. Vizsgálataim alapján a rétegsor vastagsága 0-3 m között mozog, és a nyugati medencerészekben általában valamivel nagyobb. Elterjedésüket tekintve a folyóvízi rétegek a Balaton összes részmedencéjében megtalálhatók (5.5. ábra), de legjobban a nyugati medencék déli partja mentén tanulmányozhatók. Az előbb említett területen kívül, a pleisztocén üledékek jelentős kiterjedésben vannak jelen a Siófoki-medence nyugati oldalán, illetve egy Balatonkenese és Balatonvilágos közötti vékony sávban is, a keleti parttól mintegy 1,5-3 km-re. A folyóvízi sorozat a Szemesi-medence nagy részéről, és a Siófoki-medence északi területeiről szinte teljes mértékben hiányozik. Ez a hiány adódhat a tómedencét kimélyítő későbbi lepusztulási folyamatból, de az se kizárt, hogy ezeken a területeken az egykori folyók nem folytak keresztül.

A folyóvízi-alluviális üledékek fenti elterjedése és térképezett vastagságviszonyai alapján arra jutottam, hogy a vizsgált folyórendszer egykor áthaladt a mai Balaton teljes területén. A jelenlegi folyóvízi üledékek bázismélységének lejtésében egy nagyon enyhe K-ÉK-i trend (kb. 3-7 cm/km) volt kimutatható, amely azt sejteti, hogy a folyórendszer K-i irányba haladhatott (Visnovitz & Horváth 2013). Az utólagos tektonikus mozgások ezt a lejtést azonban szignifikánsan módosíthatták, sőt akár meg is fordíthatták az elmúlt

10 ezer év alatt (lásd 5.3.3. fejezet). Emiatt a folyóvízi rendszer fent megállapított lefutási irányát igen nagy bizonytalanság terheli.



5.5. ábra: A pleisztocén folyóvízi rétegek területi elterjedése az 1997-2012 között végzett Seistec™ felmérések alapján (Visnovitz & Horváth 2013).

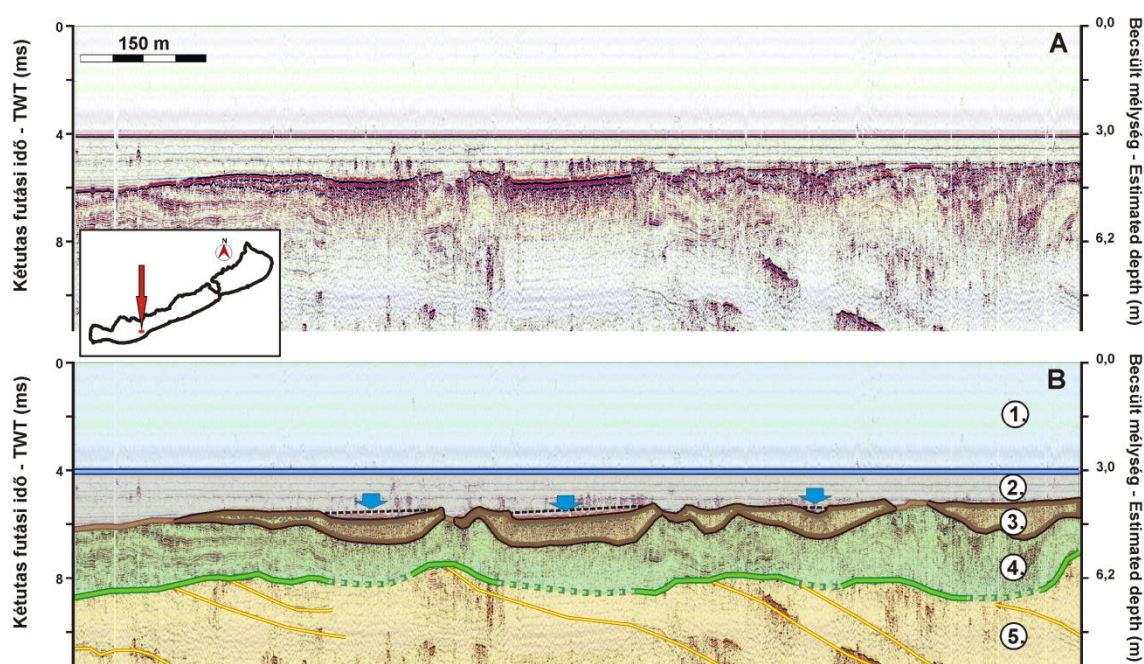
Figure 5.5. Distribution of the Pleistocene fluvial strata below Lake Balaton based on Seistec™ surveys of 1997-2012 (Visnovitz & Horváth 2013).

A vízi szeizmikus adatok alapján a folyórendszer legvalószínűbb befolyási pontja a mai Zala torkolat vagy Szigliget környéke lehetett, és a vízfolyás valószínűleg a déli part mentén hagyta el a mai tó területét. A rétegsor települési helyzete alapján a folyórendszer legkeletibb kilépési pontját a mai Sió magasságában feltételezhetjük, de az sem kizárt, hogy a legfelső pleisztocén során a kérdéses folyó az előbalatoni medencék valamelyikét táplálta.

A vízi szeizmikus adatok alapján a balatoni folyórendszer időben változó volt, és több különböző medret is bevágott az egykori pannon alapkőzetekből álló felszínbe. Az új szeizmikus anyagon Novák et al. (2010) munkájához hasonlóan magam is térképeztem a pleisztocén fekvő és üledékvastagságot a mederöv vizsgálata céljából. A leglátványosabb eredményt a Szigligeti-medence déli részén, Fonyód és Balatonmárfürdő között mutatták a térképek (5.6. ábra). A vastagságtérkép alapján a fonyódi Várhegy előterében kirajzolódik az a meander ív, melyet Novák et al. (2010), Mike (1980b) alapján egy nagyobb vízhozamú ősfolyóként értelmezett, és amelyhez teljesen hasonló kanyarulatot a vízi szeizmika alapján akár Balatonmárfürdő előterében is feltételezhetünk. Az előbbi két bizonytalan kanyarulat között az én üledékvastagság térképem (5.6. ábra) egy össze-

A tőzegkutató fúrások alapján már [Mike \(1980b\)](#) is leírta, hogy a Balaton környezetében azonosítható tőzegrétegek genetikája nem egységes, és hogy például a Nagy-Berek területén különböző korú és típusú tőzegrétegek tanulmányozhatók. Szerinte ezeknek a tőzegrétegeknek az elterjedését és korát a térségen áthaladó és bevágódó folyómedrek szisztematikusan tagolják.

A Szigligeti-medence déli részének szeizmikus vizsgálata során az iszapbázis és a pleisztocén folyóvízi rétegsor határán egy jellegzetes szeizmikus fáciest ismertem fel, mely sok esetben sekély gázok jelenlétét is jelzi (5.7. ábra).

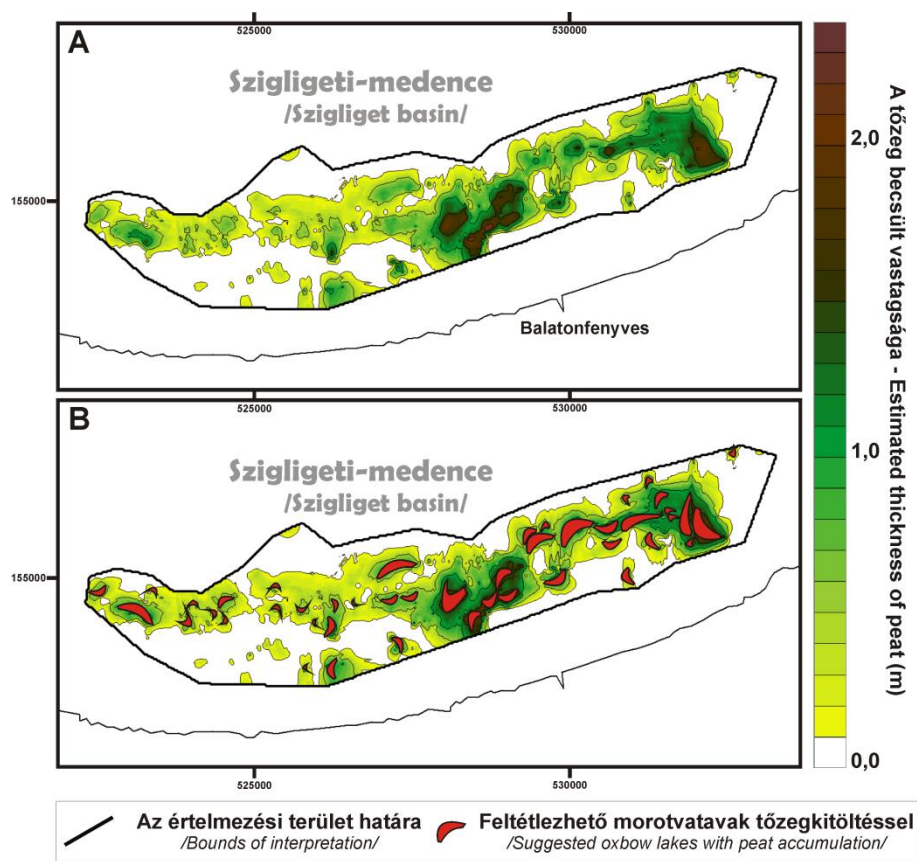


5.7. ábra: Tőzegttestek a tavi iszap és a pleisztocén folyóvízi rétegsor határán. A) SeistecTM felvétel; B) Értelmezett szeizmikus szelvény. 1= víz; 2= iszap; 3= tőzeg; 4= folyóvízi rétegsor; 5= pannon üledékek. A kék nyilak a tőzeg kompaktált felszínét és a tőzeg kapcsolódó sekély gázok jelenlétét jelzik.

Figure 5.7. Peat bodies at the contact of the lacustrine mud and Pleistocene fluvial strata. A) Seismic data; B) Interpretation. 1= water; 2= mud; 3= peat; 4= fluvial strata; 5= Pannonian strata. Blue arrows indicate places where the peat went through compaction and shallow gas occurred.

Ezeket a testeket az iszapnál alacsonyabb szeizmikus sebességek jellemzik, mivel felülről többnyire erős, fordított-, míg alulról erős, normál polaritású reflexiók határolják őket. A Tó-21 fúrás ([Cserny et al. 2000](#)) harántolta az egyik ilyen képződményt, és bár a fúrómag egy része hiányzik, a megadott rétegsor alapján a kérdéses objektumot egyértelműen tőzeg tölti ki ([Visnovitz & Horváth 2013](#)). Szisztematikusan térképezve a fent nevezett szeizmikus objektumokat, azokat nagy kiterjedésben és változó vastagságban sikerült azonosítanom. A testek vastagságtérképe az 5.6. ábrán bemutatott folyó lefutásához rendkívül hasonló képet ad, de az 5.8. ábrán kirajzolódó pászta valamivel délebbre

helyezkedik el, mint a korábban bemutatott meder. A vastagságtérképen lokális kivastagodási zónák jelennek meg, melyek pontos alakját a szelvényháló sűrűsége által meghatározott felbontás mellett nem lehetett megadni. A rendelkezésre álló adatok alapján a fenti szeizmikus formákat a folyóvízi állapot végét jelző morotvatavak tőzegkitöltéseként értelmezhetjük (5.8. ábra).



5.8. ábra: A térképezett tőzegvastagság és a hozzájuk kapcsolódó morotvák a Szigligeti-medence déli részén (Visnovitz & Horváth 2013 alapján).

Figure 5.8. Thickness of peat and suggested oxbow lakes controlling peat accumulation in the southern Szigliget basin (after Visnovitz & Horváth 2013).

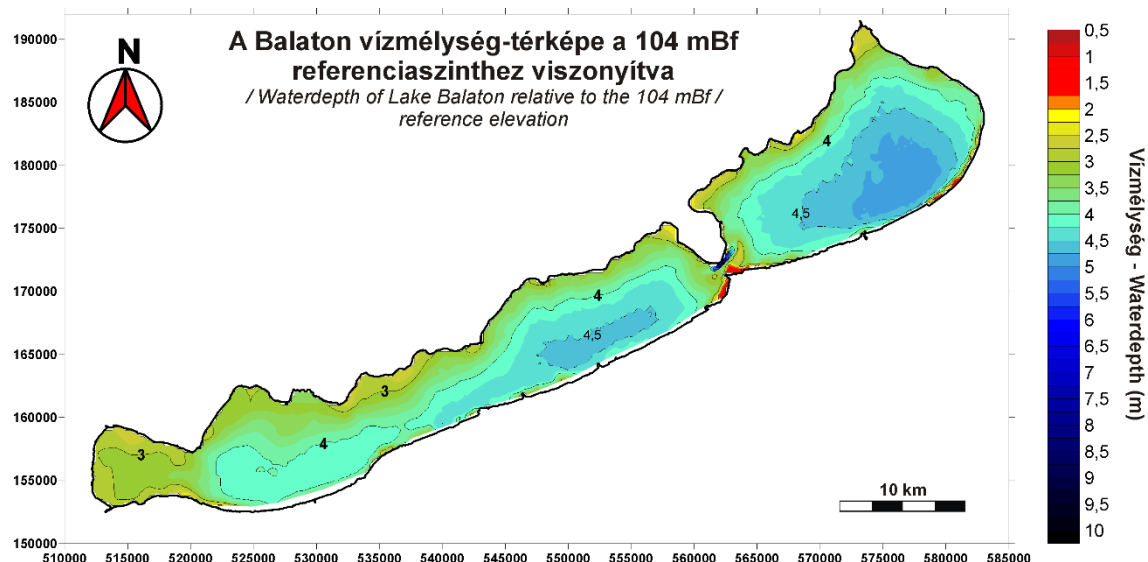
A tőzegkitöltések szükségszerűen közvetlenül a Szigligeti-medence déli részének elöntése előtti időszakban képződtek. Az elöntést követően ezt a tőzeget tavi iszap takarta be. A Tó-21 fúrás alapján a tőzeg felső részének kora nagyjából 11 ezer év (Cserny 2002), így a térképezett morotvákat hátrahagyó folyórendszer ennél valamivel idősebb kellett legyen. A fenti tőzegkorok nagyjából egybeesnek a Balaton északi partja mentén azonosítható, valószínűleg kiterjedt lápterületekhez kötődő tőzegrétegek korával, ami azt sugallja, hogy a lápi-tavi állapotok a tó északi részén már akkor kialakulhattak, amikor a Szigligeti-medence déli része még morotvával tarkított szárazulat volt.

5.3. A tavi iszap

5.3.1. A Balatoni iszappal kapcsolatos legfontosabb megfigyelések

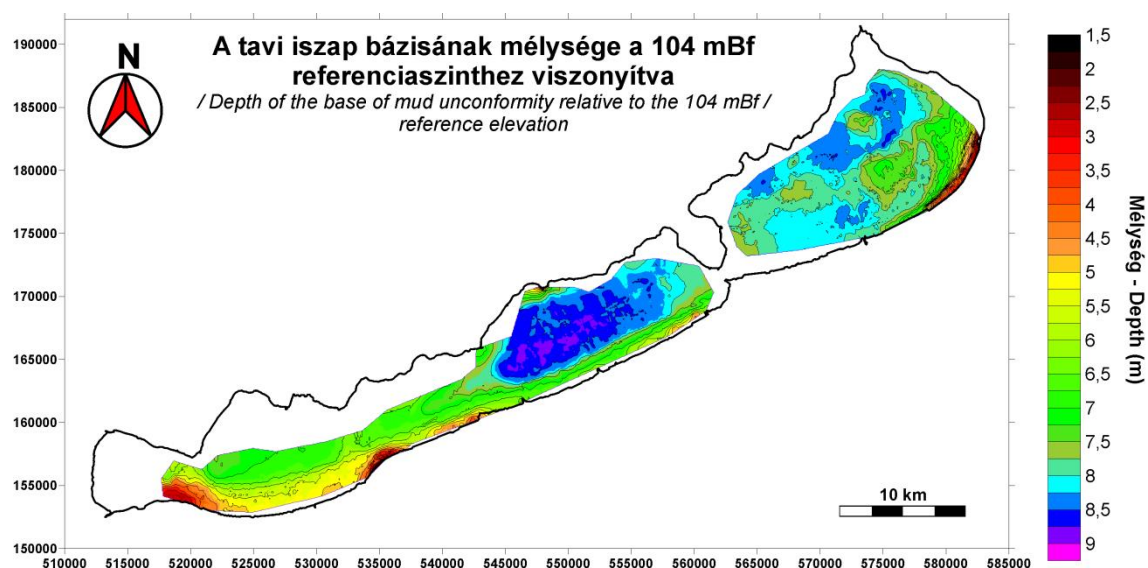
A Balaton tavi rétegsorát (iszap) az ultranagy felbontású Seistec™ szelvények alapján vizsgáltam. A nyíltvízi területeken, ahol a szelvényezések nagy része zajlott, az iszap belső szerkezete általában egyöntetű, és monoton képet mutat. A tavi rétegsor többnyire horizontálisan jól rétegzett egység, melyet változó erősségű reflexiók tagolnak. Az iszapban általában 3 jól definiálható alegység (alsó-középső-felső iszap) különböztethető meg, de tó bizonyos részein ezek egy része hiányzik, vagy csak kondenzáltan van jelen. Az iszapon belül két speciális szeizmosztratigráfiai jelenségcsoport azonosítható. Az elsőt a rétegsor különböző szintjeiben megjelenő sekély gázok (lásd 6. fejezet) okozzák, míg a másodikba az időről-időre előforduló, pár 10 méteres nagyságrendű „rétegzettségi zavarok” tartoznak (lásd pl. 5.2/B ábrán az iszap középső szintje). Utóbbi zavarok eredete egyelőre nem tisztázott. Okozhatják őket a tó bizonyos időszakában keletkezett kisebb eróziós/víz alatti csatornácskák, a sekély gáz eltávozása az üledékből, de sokkal valószínűbb, hogy a rétegzettség lokális hiányát az iszapot ért utólagos mechanikai behatások (iszapba esett tárgyak, lehorgonyzó munkagépek, platformok) okozzák. Az iszapban bekövetkező nagyon finom deformáltságot csak a szelvények erősen torzított megjelenítése teszi látványossá.

A Seistec™ szelvények alapján a tavi üledékek felszíne (tófenék) igen jól térképezhető. Emiatt a Siófoki-medence mederfenék térképét már elődeim megszerkesztették a 2007-ig lezajló mérések alapján (Zlinszky et al. 2010). PhD munkám során ezeket a munkákat felhasználva, azokat felülvizsgálva és az új mérési adatokkal kiegészítve magam is elvégeztem a tófenék térképezését és morfológiai vizsgálatát. Az ily módon elkészített mederfenék térkép az 5.9. ábrán látható. Zlinszky et al. (2010) munkájához hasonlóan magam is meghatároztam a tavi üledékek bázisát adó diszkordancia felület lefutását (5.10. ábra), melynek segítségével a tavi üledékek vastagsága is kiszámítható volt (5.11. ábra). Az iszapban található sekély gázok jelenléte miatt ezek a térképek csak a tó egy kisebb részét tudták lefedni. A tó további területen a tavi rétegsor alsó része, és az iszapbázis nem volt leképezhető (Balázs et al. 2013; Visnovitz et al. 2014a; Visnovitz et al., in press).



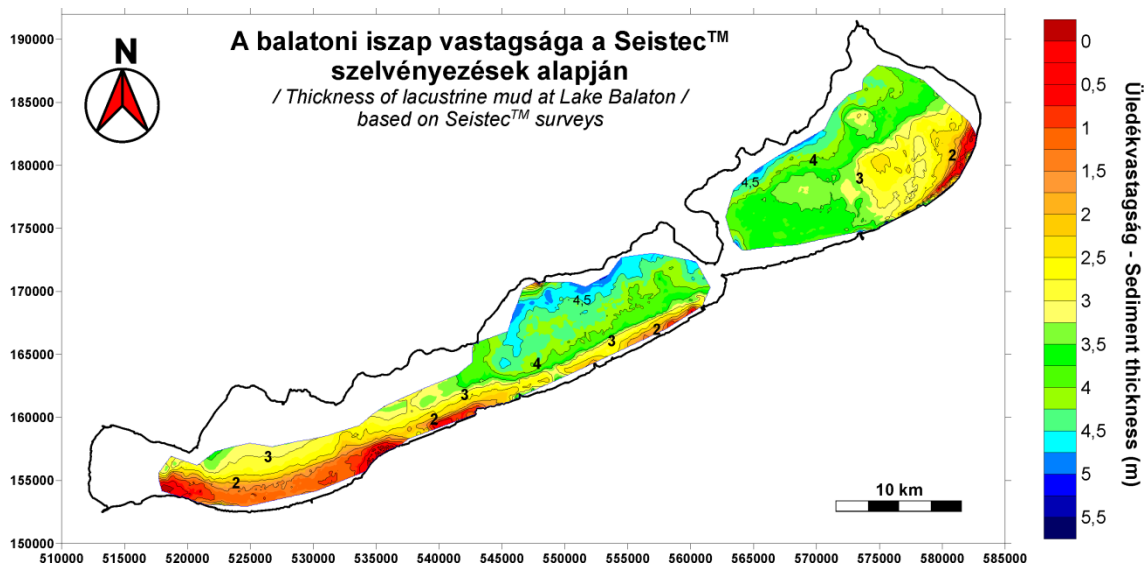
5.9. ábra: A Balaton vízmélység-térképe az 1997-2014 között végzett SeistecTM szelvényezések alapján. Referencia szint 104 mBf, a mélységkonverzióhoz használt sebesség $v_{\text{víz}}=1500$ m/s. A térkép 250 m x 250 m-es rácshálóban lett interpolálva.

Figure 5.9. Mapped water depth of Lake Balaton based on SeistecTM surveys of 1997-2014. Reference elevation 104 mBf, velocity used for depth conversion $v_{\text{water}}=1500$ m/s. The map has been interpolated in a 250 m x 250 m grid.



5.10. ábra: A balatoni iszap bázisa az 1997-2012 között végzett SeistecTM szelvényezések alapján. Referencia szint 104 mBf, a mélységkonverzióhoz használt sebességek $v_{\text{víz}}=1500$ m/s, $v_{\text{iszap}}=1600$ m/s. A térkép 50 m x 50 m-es rácshálóban lett interpolálva.

Figure 5.10. The depth of the unconformity surface related to the base of the mud at Lake Balaton according to SeistecTM surveys of 1997-2012. Reference elevation 104 mBf, velocity used for depth conversion $v_{\text{water}}=1500$ m/s, $v_{\text{mud}}=1600$ m/s. The map has been interpolated in a 50 m x 50 m grid.



5.11. ábra: A balatoni iszap vastagságtérképe az 1997-2012 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján. Az iszap vastagsága $v_{\text{iszap}}=1600$ m/s-os terjedési sebesség mellett lett meghatározva. A térkép 50 m x 50 m-es rácshálóban lett interpolálva.

Figure 5.11. The thickness of the lacustrine mud based on Seistec™ surveys of 1997-2012. Velocity used for depth conversion $v_{\text{mud}}=1600$ m/s. The map has been interpolated in a 50 m x 50 m grid.

Az iszapra vonatkozó térképezések legfontosabb tanulságai az alábbiakban foglalhatók össze:

A Balaton jelenlegi medre egy olyan (átl. 3-4 m mély) tálszerű mélyedés, amely az északi part közelében alapvetően sekélyebb (2,5-3 m) és déli part irányába fokozatosan kimélyül (4-4,5 m). A különböző részmedencék legmélyebb pontjai általában a déli part közelében, attól kb. 1-1,5 km távolságban helyezkednek el, a strandolók által jól ismert, 1,5 m-nél kisebb vízborítottságú fövenypartok széleitől néhány 100 méterrel a nyílt víz irányában. A mai mederfenék alapján a tó részmedencéi az egységes vízborítás ellenére morfológiailag részben elkülönülnek. A 4 méternél mélyebb vizű zónák nem, vagy csak igen szűk területeken kapcsolódnak egymáshoz.

A tavi iszap bázisát alkotó eróziós felszín térképe a mederfenékhez képest lényegesen különböző. Az iszap bázisa általában az északi part közelében van a legmélyebb pozícióban, és a déli part mentén (a néhány kilométer széles parti sávban) szisztematikusan magasabb tengerszint feletti magasságban helyezkedik el. A legmélyebb iszaptalp reflexiókat a Szemesi-medence központi részén találjuk. Kiemelendő, hogy az iszappázis felszínében egy határozott küszöb ismerhető fel a tó nyugati medencéiben, melynek lefutása a tó mai partvonalával közel párhuzamos. Ez a perem láthatóan nem tektonikus eredetű (a pannon rétegeket harántoló vetők nem térképezhetők a perem mentén), így leginkább

egy a Balaton korábbi időszakában képződött egykori tóteraszként azonosítható. A legtöbb ma is létező déli parti völgyfő folytatásában az iszap alsó részében folyóvízi hordalékkúpok ismerhetők fel, melyek az előbb említett a tóteraszról kiindulva kezdték feltölteni a mélyebb fekvésű tómedencét.

Az iszap bázisáról megállapítható, hogy a Szigligeti-medence és Keszthelyi-öböl leképezhető részén lényegesen magasabb pozícióban van, mint a tó további részein. A Szemesi-medencében – az előbb említett küszöböt leszámítva – az iszap bázisa egységesen mélyen van, míg a Siófoki-medencében az aljzat morfológiailag eléggé tagolt. Az összetett iszapfenék morfológiája lehetséges eredetét [Zlinszky et al. \(2010\)](#) részletesen tárgyalta. A szerzők az iszap bázisának tagoltságáért az aljzat jelenleg is tartó differenciált mozgásait és az egykori tómedence heterogén lepusztulását tartották felelősnek.

A korábbi felszínek ismeretében a tavi iszap vastagságát is meg tudtam határozni (5.11. ábra). Ez igen jól egybeesik az iszapbázis morfológiájával, és egy 3-4 m-es átlagos vastagságot jelez elő. A szeizmikusan leképezhető tartományon belül, a Szemesi-medence északi része, illetve a Siófoki-medence északi partja mentén egy kb. 2-3 km széles zónában szisztematikusan nagyobb az iszap vastagság. Ezeket a zónákat a déli parthoz képest akár 1-3 méterrel vastagabb iszap borítja. A fenti vastagság-különbség feltehetően a Szemesi-medence nyugati felében és Szigligeti-medencében is megvan, de ott ezt térképezni nem lehetett.

5.3.2. A tavi iszappal kapcsolatos megfigyelések diszkussziója

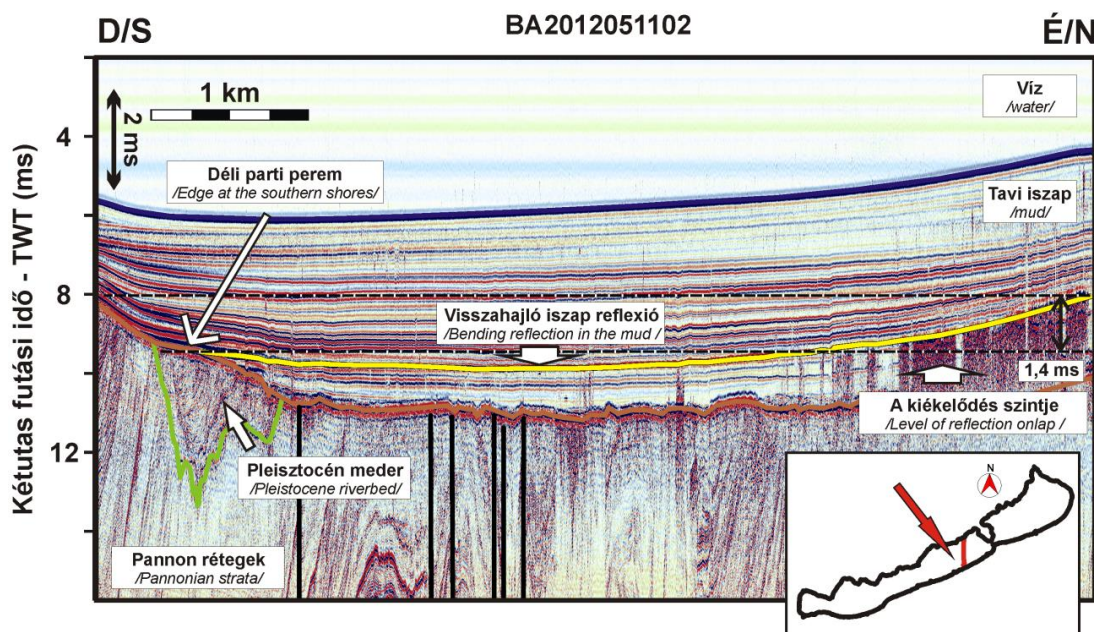
[Cserny \(2002\)](#) fűrási adatai és a tavi üledékekhez kapcsolódó térképeim (5.9.-5.11. ábrák) alapján arra jutottam, hogy a Balaton korai, késő-pleisztocén időszakában a vízborítás elsősorban a Szemesi-medencére és a tó északi felére koncentrált. A Szemesi-medence és a Siófoki-medence északi sávja sekély vízzel borított, lápos vidék lehetett, melyben időszakosan tőzegképződés is zajlott. A vízi szeizmikus megfigyelések alapján a holocén elejére már hasonló környezet alakult ki a Szigligeti-medence északi részén, és a vele kapcsolatban álló Tapolcai-medence déli peremén is. Ezzel ellentétben a Szigligeti-medence déli része kezdetben még folyóvízi síkság lehetett, amely a pleisztocén legvégén – holocén elején még szárazulat volt. Az iszaphorizont korrelálhatósága a tó egyes részei között (lásd pl.: [Ligeti 2013](#)), mely az iszap alsó részében azonosítható felső-pleisztocén rétegsor kivételével igen jól megvalósítható, azt jelzi, hogy az egységes víztükör már a kora holocénben kialakulhatott, és attól kezdve lényegében folytonosan fennállt. Az egységes vízborítás tehát a késő-pleisztocén végén kezdhetett kialakulni, és

Csernyy & Nagy-Bodor (2000) (5.1. ábra) fejlődésmenetével összhangban, a holocén során kelet–délkelet felé önthette el a mai tómedencét. A déli parti perem elöntése, a horizontok szisztematikus kiékelődéséből adódóan a folyamat egyik késői szakaszára tehető.

Csernyy & Nagy-Bodor (2000) tófejlődési modellje alapvetően a tavi fázis korai szakaszára nézve mutat csak eltéréseket a vízi szeizmikus megfigyeléseimhez képest. Az iszapbázis térképen ugyanis semmi nem utal arra, hogy az egyes mai értelemben vett részmedencék olyan köztes hátakkal lettek volna valaha is elválasztva, melyeket idővel a hullámvázis részben lepusztított, így egységesítve a medencerészeket. Ez a kép, mint láttuk sokkal inkább jellemző a mai egységes víztükör alatti részmedencékre. Ha voltak kezdeti izolált tavacskák, azok a tó északi pereme mentén kellett sorakozzanak, hisz a részmedencék déli részeinek elöntése csak jóval később, vagy csak egy szárazulati lepusztulási eseményt követően történt meg. Véleményem szerint a Csernyy (2002) tófejlődési modelljétől való legtöbb eltérés a szeizmikán felismerhető diszkordánsan elkülönülő folyóvízi összlet és a horizontálisan rétegzett tavi rétegsor szisztematikus összevonásával magyarázható. Csernyy (2002) a fúrásokban feltehetőleg nem láthatta a szeizmikán azonosítható egyértelmű diszkordanciát, és ezért a folyóvízi összletet sok helyen már a tavi üledékképződési fázisba sorolta, és mint az üledékképződés egy korai törmelékes szakasza írta le. Ennek eredményeképpen a tófejlődés korai szakaszában vízfelületeket tüntetett fel olyan területeken is, ahol akkor még szárazulat volt, és folyóvízi környezet uralkodott.

5.3.3. A tómeder tektonikus kibillenése és a déli parti perem elöntése

Az iszapbázis térképezése során azonosított déli parti perem (5.10. ábra) késleltetett elöntésének magyarázata a SeistecTM szelvények értelmezése alapján valószínűleg nem kizárólag a tó fokozatos vízszint-emelkedésében rejlik. A Szemesi-medencében számos olyan tavi reflexió végződik el rálapolódással (*onlap*) ezen a peremen, mely a tó északi partja felé haladva fokozatosan a perem jelenlegi szintje fölé emelkedik. A fenti szintkülönbség az időmélység profilokon 0,5-1,5 ms körüli, tehát erősen torzított szelvényeken látványosan kimutatható (5.12. ábra). A tavi üledékek elvégződése a peremen egyértelmű bizonyítéka annak, hogy a déli parti sáv az adott időben nem került elöntésre, emiatt a vízszint nem emelkedhetett a perem szintje fölé. Az észak felé felhajló reflexiók tehát kizárólag utólagos tektonikus mozgások hatására kerülhettek a peremnél magasabb pozícióba. Az É-i part környékének vastagabb iszapja szintén azt sugallja, hogy a Balaton vízfelülete kezdetben északabbra helyezkedett el és csak később öntötte el a déli régiókat.



5.12. ábra: A Balaton medrének holocén kori kibillenésének bizonyítéka egy, a Szemesi-medencéből származó Seistec™ szelvény alapján.

Figure 5.12. Proof for the tilting of Lake Balaton's basin during the Holocene in a Seistec™ profile from the Szemes basin.

Timár et al. (2010) digitális domborzatmodell-vizsgálatok alapján arra jutott, hogy a Tapolcai-medence magasabb helyzetű tavi színloí csak úgy magyarázhatók, ha a Balaton vízszintváltozásai mellett, a tavat és közvetlen környezetét tektonikus kibillenés is érinti. Úgy tűnik, hasonló billenési esemény a Szemesi-medence területén is megfigyelhető, mely a déli part fokozatos előntésért lehet felelős.

A szelvények alapján a déli és északi part differenciális süllyedésének becslésre is módunk nyílik, bár az előntés pontos kora sajnos nem ismert. A MÁFI fúrási rétegsorai alapján nyilvánvaló, hogy a peremnek futó reflexiók már a holocén rétegsor részei, így a billenés számszerűsítésére jó alsó becslést kapunk, ha az előntést 10 ezer évre datáljuk. A Szemesi- és Szigligeti-medencék néhány vizsgálatra alkalmas szelvénye alapján a relatív kiemelkedés mértéke 0,8-1,6 ms között változik, ami a tavi iszapra használt 1600 m/s-os sebességekkel konvertálva átlagosan 1 méter relatív szintkülönbségnek felel meg. Ez 10 ezer évre leosztva 0,1 mm/év értéket ad, míg 5000 évvel számolva, amely megfelel Cserny (2002) által megadott maximális előntési időszaknak, 0,2 mm/év-et kapunk. A billenések távolságarányos meghatározásával a fenti értékek nagyságrendileg a 0,2-0,4 mm/év/10 km tartományba esnek. A kiemelkedési rátákhoz tartozó relatív hiba kb. 25%. A szelvények alapján fentebb meghatározott néhány tized mm/év differenciált kiemelkedési sebesség egyébként igen jó egyezést mutat a Balaton térségében meghatározott kéregmozgási értékekkel (Joó, 1992), és feltehetőleg jól közelíti a tó billenésének

sebességét a pleisztocén-holocén korban. Ugyanakkor az adatok szórása és a koradatok bizonytalansága óvatosságra int, hiszen ezek alapján igen valószínű, hogy a tómeder billenése a tó területén sem időben, sem térben nem volt egységes.

5.4. A kvarter rétegsorral kapcsolatos megfigyelések főbb konklúziói

A vízi szeizmikus vizsgálatok alapján a Balaton alatti kvarter üledékekben két különböző környezeti fázist sikerült azonosítanom. Ezek jól korrelálhatók a [Cserny \(2002\)](#) által publikált balatoni rétegsor egyes részeivel. A fiatalabb fázist a Balaton tavi üledékei jelentik, melyek a szeizmikus anyag felső, átlagosan 2-5 m vastag, horizontálisan rétegzett részének feleltethetők meg. A tavi iszap alatt, 0-3 m vastagságban idősebb folyóvízi rétegek települnek, melyek egy pleisztocén korú folyóvízi síkság jelenlétére utalnak. Utóbbit [Cserny \(2002\)](#) láthatóan már a tavi rétegsor részének tartotta, és a Balaton pleisztocén korú törmelékes üledékképződési időszakának tekintette. A szeizmikus kutatások alapján én arra jutottam, hogy ezek az üledékek többnyire még nem a tavi fázis részei, hanem egy olyan folyórendszerhez tartoznak, mely a térségen még a tó kialakulását megelőzően, a pleisztocén során haladt keresztül. A folyó kezdetben jelentős vízhozama idővel leapadt, és a vízfolyás hátrahagyott medreiben a pleisztocén végén már tőzeg képződhetett. A szeizmikus horizontok korrelációja alapján ebben az időszakban már tavi üledékek rakódtak le a tó É-ÉK-i részein, ott, ahol a tavi iszap bázisa ma a legmélyebb pozícióban van.

A tavi iszap térképezése során arra jutottam, hogy a balatoni részmedencék egységes elöntése viszonylag korán bekövetkezhetett. Erre az iszapreflexiók jó korrelálhatósága a bizonyíték. A tó nyugati medencéinek déli peremén egy pleisztocén korú tóteraszt tudtam kimutatni, melynek elöntése csak a holocén során, az egységes tómedence kialakulását követően következett be. Eredményeim alapján ennek a déli parti peremnek az elöntését a tó relatív vízszintváltozásai mellett a Balaton medrének fokozatos É-D-i irányú kibillenése is befolyásolta. A SeistecTM szelvények értelmezésével arra jutottam, hogy ezért a billenési eseményért egy néhány tized mm/év nagyságrendű relatív vertikális kéregmozgás volt felelős. Utóbbi egyben jelezheti egy olyan mélyben húzódó, és a tó északi partjával párhuzamos normál vető jelenlétét is, mely a fokozatosan süllyedő tómedence északi oldalán egy monoklinális szerkezetet hozott létre.

A fenti eredményeket, a **7. fejezetben** a két tudományos tézisben összegeztem. Ezek szövege az **5. és 6. tézispontokban** olvasható.

6. Sekély gázok a balatoni üledékekben

„Ha mindent tekintetbe veszünk, azt mondhatjuk, hogy a tó 10.000 év múlva jelentéktelen mocsárvidék lesz [...] Lóczy Lajos [...] még kevesebb időt, egy-két ezer esztendői adott a tónak [...] A társaságban egy kételkedő természetű úr nem hitte el Lóczynak ezt az állítását s vitatkozni kezdett vele. Lóczy végre kivágta, hogy hát: "Fogadjunk!" s a másik a vita hevében kezet adott neki [...] Csak amikor a társaságban kitört a hahota, akkor vette észre, hogy olyasmire fogadott, amit majd csak legfeljebb mint kísértetek dönthetnek el.” /Cholnoky Jenő, 1936/



6.1. Sekély gázok kutatása vízi szeizmikus eszközökkel

6.1.1. A sekély gázokról általában

A világ számos pontján találkozhatunk azzal a jelenséggel, hogy a felszín közeli réteg pórustérében valamilyen gáz³, vagy a póruskitöltő folyadék telített gőze számottevő mennyiségben csapdázódik (pl.: [Fleischer et al. 2001](#); [Judd 2003](#); [Jørgensen & Fossing 2012](#)). Az ilyen gázfelhalmozódások többnyire biológiai, fizikai-kémiai és földtani folyamatok együttes eredményeként jönnek létre, és az adott térség környezeti állapotát is jól tükrözik. Maga a *sekély gáz*⁴ általában nagy mennyiségű metánt (CH₄) tartalmaz (akár 80-90 %-ot is). További gyakori komponensei lehetnek a szén-dioxid (CO₂), a hidrogén-szulfid (H₂S) és az etán (C₂H₆) ([Floodgate & Judd 1992](#)). A főösszetevőként jelenlévő CH₄ eredete szerint kétféle lehet; (1) a bakteriális lebontás során termelődő *biogenetikus metán*, vagy (2) a szénhidrogének mélységi „érése” során keletkező *termogenetikus metán*.

A gáz eredete többnyire meghatározza a gázfelhalmozódás módját is. Ez lehet *in situ*, ha a felhalmozódás és a keletkezés azonos helyen történik, vagy *ex situ*, ha a gázok távolabbi/mélységi forrásokból, migráció⁵ útján érkeznek a felszínközelbe. A gáz tényleges mozgása és csapdázódási mélysége a földtani közeg felépítésétől, a tektonikai viszonyoktól ([Bense et al. 2013](#)) és a felszín alatti vízáramlástól függ ([Tóth 2009a](#)).

³ A gáz kifejezés alatti itt valójában gázelegyet kell érteni, hisz a csapdázódó fluidum szinte soha sem tekinthető kémiai szempontból homogénnek.

⁴ Definíció szerint az 1000 méternél sekélyebb mélységben jelentkező gázfelhalmozódásokat jelöli ([Davis 1992](#)). A vízi szeizmikus kutatások során a néhány métertől néhány 10 méter mélységben elhelyezkedő, szabad gáz előfordulásokat soroljuk ide, melyekhez általában jellegzetes szeizmikus anomáliák kapcsolódnak (lásd 6.1.3. fejezet).

⁵ Ebben az esetben a gázok migrációja alatt azok felszín alatti közegben történő vándorlását, szállítódását értjük. Nem keverendő azzal a szeizmikus feldolgozási lépéssel, amely a dőlt rétegek, illetve pontszerű források valós geometriai képét visszaállítja.

6.1.2. A vízi környezetben képződő sekély gázok kutatástörténete

Olyan kifinomult technikákkal, mint a vízi szeizmikus kutatómódszer, a sekély gázok jelenlétét már számos vízzel borított területen kimutatták (pl.: [Fleischer et al. 2001](#); [Judd 2003](#); [Jørgensen & Fossing 2012](#)). A sekély mélységben elhelyezkedő offshore gáztelepek kitermelése azonban általában nem volt kifizetődő. Az ilyen helyeken viszont a gázok meggátolták a terület nagy felbontású rétegtani és szerkezeti vizsgálatát, így ezeket a „nem gazdaságos” gázmezőket a korai kutatások a leképezést zavaró zajként könyvelték el.

A helyzetben a globális klímakutatás előretörése és a sekély gázok hordozta földtani kockázat gazdasági vonatkozásainak felismerése hozott változást. A klímakutatás rávilágított arra, hogy a sekély mélységben elhelyezkedő gázmezők jelentős forrásai lehetnek a légköri metánnak ([IPCC 2007](#)), gazdasági szempontból pedig az offshore termelő kutak kiépítése során bekövetkező gázrobbanások (ún. „*blow out*” események) vetették fel a tengeri területek geotechnikai előtérképezésének igényét. A fentiek hatására a korábban érdektelennek vélt területek kutatása új lendületet kapott, és számos tanulmány kezdett foglalkozni a vízi szeizmikus adatokon megjelenő gázanomáliákkal (pl.: [Floodgate & Judd 1992](#); [Judd & Hovland 1992](#); [Hovland & Judd 1992](#); [Taylor 1992](#); [Baltzer et al 2005](#); [Martínez-Carreño & García-Gil 2013](#)).

A XX. század második felében végzett kutatások felhívták a figyelmet arra is, hogy a gázos zónák nemcsak a nyílt tengereken és a tengerparti övezetben vannak jelen, hanem a folyótorkolatokban, fjordokban, sőt a tavi és folyóvízi környezetekben is kimutathatók (pl.: [Tóth et al. 1997](#), [Fleischer et al. 2001](#), [Baltzer et al. 2005](#); [Cserkész-Nagy 2014](#)). A mérések alapján a gázfelhalmozódáshoz kedvezőnek bizonyultak mindazok a sekély vízi környezetek, ahol szerves anyagban gazdag és finomszemcsés üledékek relatíve gyors lerakódása zajlik (pl.: [Wever et al. 1995](#); [Orange et al. 2005](#)). Vízi szeizmikus eszközökkel ezek a területek (és ilyen a Balaton is!) mára relatíve olcsón és nagy hatékonysággal vizsgálhatók, mivel az akusztikus hullámok már kis szabad gáztartalom jelenlétére is nagyon érzékenyen reagálnak (pl.: [Duarte et al. 2007](#)).

6.1.3. A szeizmikus és akusztikus szelvényeken megjelenő gázindikátorok- és anomáliák fizikai háttere

A nemzetközi irodalomban *gázindikátoroknak* nevezik azokat a szeizmo-akusztikus szelvényeken megjelenő jelenségeket, melyek az üledékben helyet foglaló szabad gáz jelenlétére utalnak. A gázindikátorok kombinációiból különféle *gázanomáliák* állnak elő,

melyek a gázfelhalmozódás jellegére és a leképezésre használt mérőeszközre egyaránt jellemzőek. Az irodalomból ismert leggyakoribb gázindikátorok (lásd F4. függelék) az *erősített reflexiók* (*enhanced reflection*); az *akusztikus zavarok* (*acoustic turbidity*); a jel intenzív többszöröződése (*reverberation/multiples/acoustic ringing*); az *árnyékoló hatás* (*acoustic blanking*); a *diffrakciós hiperbolák* megjelenés (*diffraction hyperbola*); és a *reflexiók lehajlását* előidéző sebesség anomáliák (*velocity pull-down*).

A gázanomáliák fizikai hátterét a gáztartalmú üledék akusztikus tulajdonságainak vizsgálatával lehet megérteni. [Anderson & Hampton \(1980\)](#) laborkísérletei és elméleti kutatásai alapján tudjuk, hogy magát az anomáliát elsődlegesen az üledékben jelen lévő szabadgáz-buborékok hozzák létre. Ezeknek a gázbuborékoknak a mérete egy jól meghatározott tartományban (0,5 – 5 mm) mozog. A lehetséges buborékméreteket a gáz oldhatósága és a buborékokra ható felhajtóerő határozza meg. A túl kicsi buborékok relatíve nagy felületük miatt egyszerűen feloldódnak, míg a túl nagy buborékok vagy szétesnek, vagy a rájuk ható nagy felhajtóerőből adódóan elhagyják a laza, konszolidálatlan üledéket.

A gázbuborékok okozta szeizmo-akusztikus válasz többféle módon is kialakulhat. Az egyik lehetőség, hogy az anomáliát a gáztartalmú rétegben jelentkező sebesség- és/vagy sűrűségcsökkenésből adódó *akusztikus impedancia-csökkenés* (dZ) okozza. Ilyenkor a szeizmikus válasz általában egy erős, fordított polaritású reflexió lesz, mely a gázos zóna felső határánál jelentkezik ([Tóth et al. 2014](#)). Az akusztikus impedancia megváltozása ebben az esetben a gáztartalom és a gáz kémiai összetételének függvénye⁶. Elméletileg minél kisebb sűrűségű és minél nagyobb mennyiségű a gáz az adott rétegben, a kapott szeizmikus reflexió annál intenzívebb lesz.

A másik két effektus, ami anomáliákat idézhet elő, a gázbuborékok *akusztikus rezonanciája* és az *akusztikus hullámok szóródása* a gázbuborékokon. E két jelenség akkor jöhet létre, ha a leképező hullám hullámhossza összemérhető az üledékben elhelyezkedő szabad gázbuborékok méretével, és emiatt erősen függ a gázbuborékok méreteloszlásától és a leképező műszer jelének frekvenciájától. A fenti két esetben a szeizmikus jel jelentős gyengülése észlelhető, és a hullámok energiája nem ritkán teljes mértékben elnyelődik vagy kiszóródik a hidrofonok által lefedett érzékelési tartományból. Ilyenkor a

⁶ A kémiai összetétel, a moláris tömeg(ek) révén adott nyomás és hőmérsékleti viszonyok mellett megadja a gáz sűrűségét

szeizmo-akusztikus felvételeken egy üres, rétegzettség-mentes szeizmikus mintázatot (kitakarás, *acoustic blanking*), vagy egy kaotikus, felhőre hasonlító tartományt (akusztikus zavar, *acoustic turbidity*) láthatunk.

6.1.4. A buborékrezonancia frekvenciafüggése

A buborékrezonancia jelenségének fizikai modelljét [Anderson és Hampton \(1980\)](#) állították fel. Megfigyeléseik szerint a rezonanciafrekvencia a gázbuborékok méretének jól meghatározott függvénye (6.1. összefüggés):

$$f_0 = 1/(2\pi r) \cdot [(3\lambda P_0)/(A\rho_s) + 4G/\rho_s]^{1/2} \quad (6.1)$$

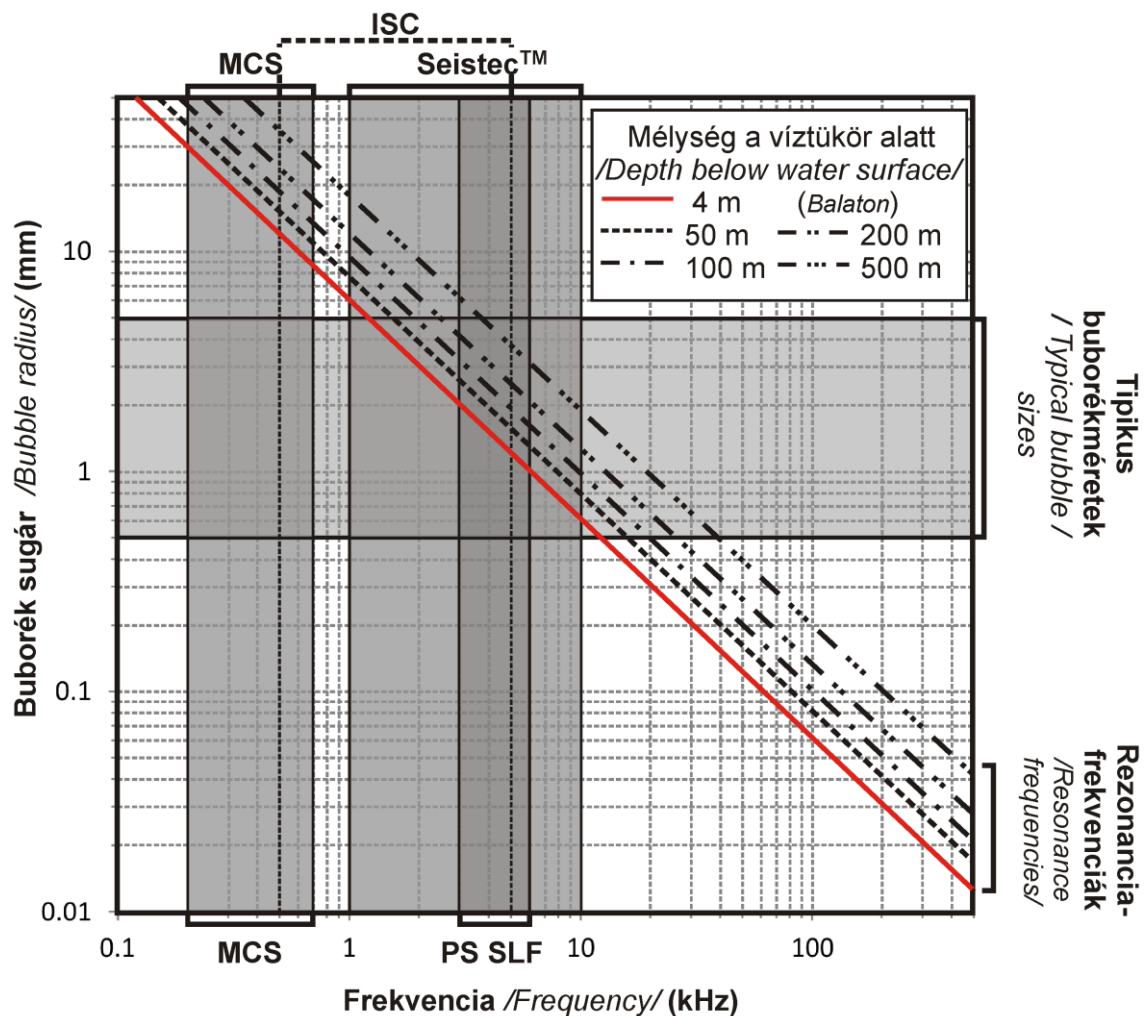
ahol r a buborék sugara, P_0 a hidrosztatikus nyomás, ρ_s az üledék sűrűsége, G az üledék dinamikus nyírási modulusa, λ a leképező hullám hullámhossza, A pedig a gáz ún. politropikus együtthatója⁷. A 6.1. összefüggés alapján meghatározhatók azok a mérési frekvenciák, melyeken az üledékben található buborékok az adott vízmélység mellett rezonanciaválaszt fognak produkálni. A 6.1. ábra egy ilyen számítást mutat be a Balti-tenger térségére ([Tóth et al. 2014](#) alapján). A számolt rezonanciafrekvenciákat különböző frekvenciatartományban dolgozó akusztikus (pl.: Parasound SLF, Seistec™) és szeizmikus eszközök (pl.: a „német” többcsatornás vízi szeizmika) segítségével lehetett verifikálni (pl.: [Tóth \(2013\)](#); 6.2. ábra).

6.2. A balatoni gázanomáliák

6.2.1. A gázanomáliák fizikai háttere a Balaton esetében

A Balaton esetében a sekély vízmélység miatt a rezonanciafrekvenciák kis mértékben eltolódnak a balti-tengeri értékekhez képest (6.1. ábra, piros vonal), a rezonanciaválaszt leíró függvény jellegében azonban nem várható jelentős változás. A végzett számítások alapján a buborékrezonancia kialakulása a Balaton vízmélysége mellett az 1,2-12 kHz frekvenciatartományban várható ([Visnovitz et al., in press](#); 6.1. ábra). Ez a frekvenciasáv teljes mértékben átfed a Seistec™ műszer leképezési tartományával (1-10 kHz), részben megegyezik az „olasz” egycsatornás méréseknél használt boomer jelével (pár 100 Hz-től néhány kHz-ig), és határozottan kívül esik a „német” többcsatornás szelvényeknél alkalmazott frekvenciasávon (néhány 100 Hz).

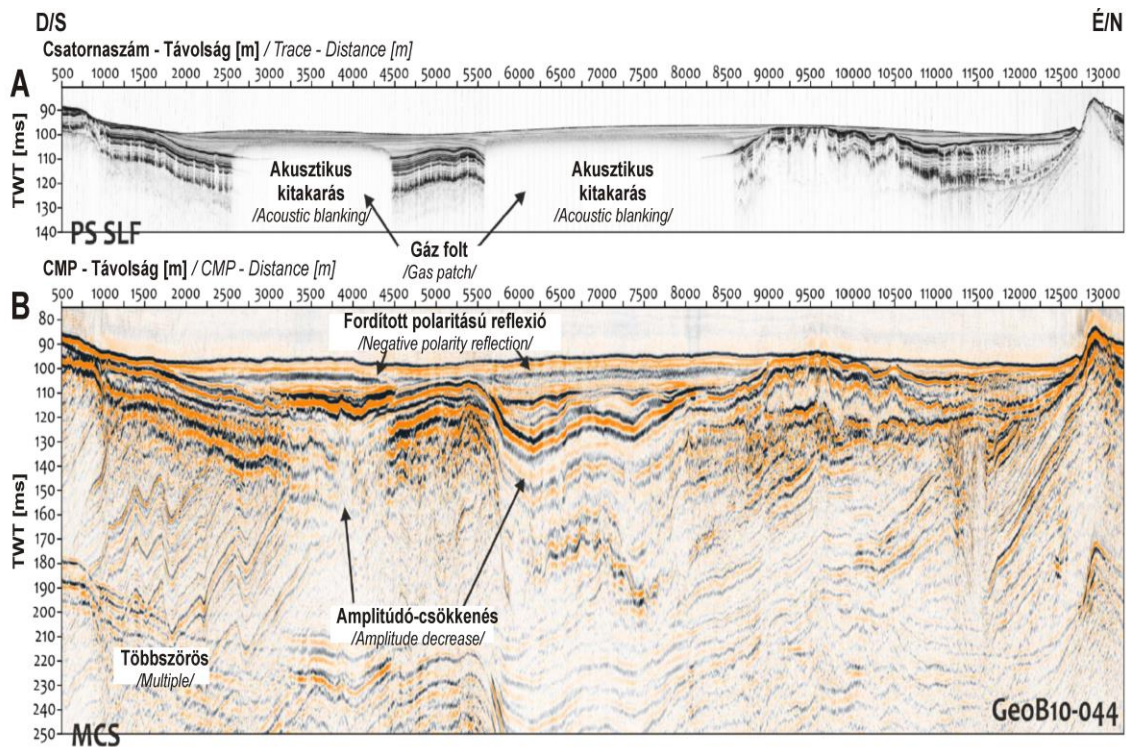
⁷ A gázbuborékok felszínén a rezonancia jelenség során fellépő pulzáció termodinamika jellegét leíró paraméter: $A=1$, ha a tágulás-zsugorodás adiabatikus, izotermikus esetben pedig A megegyezik a buborékot alkotó gázok fajhőjének arányával



6.1. ábra: A Bornholm-medence (Balti-tenger) és a Balaton üledékeiben jelenlévő gázbuborékok rezonanciafrekvenciái [Anderson és Hampton \(1980\)](#) képlete alapján ([Tóth et al. 2014](#) után módosítva). MCS= „német” többcsatornás szeizmika; PS SLF= Parasound SLF leképező eszköz; ISC= „Olasz” egycsatornás mérőműszer. A különböző vonalak, különböző vízmélységek elméleti rezonancia frekvenciáit adják meg a buborékátmérő függvényében. Lásd jelkulcs.

Figure 6.1. The resonance frequency of typical gas bubbles in sediments of the Bornholm basin (Baltic Sea) and Lake Balaton applying the formula of [Anderson & Hampton \(1980\)](#) (modified after [Tóth et al. 2014](#)). MCS= “German” multichannel seismic; PS SLF= Parasound SLF profiler; ISC= “Italian” Single Channel seismic instrument. Different lines indicate resonance frequencies vs. bubble radius functions related to different water depths. See legend.

A fentiekből látszik, hogy a balatoni mérések közül a SeistecTM adatok lesznek a legérzékenyebbek a sekély gáz jelenlétére, mivel ezek az akusztikus mérések a szabad gázbuborék jelenléte esetén rezonanciaválaszt fognak produkálni. A rezonanciaesemény miatt bekövetkező amplitúdó-csökkenési, reflexiótöbbszöröződési és szóródási jelenségek pedig rendkívül látványosak a vízi szeizmikus felvételeken.



6.2. ábra: A sekély gázok akusztikus és szeizmikus képe a Balti-tengeren. A) A rezonanciatartományban dolgozó Parasound SLF műszer (PS SLF; ~4,3 kHz) által rögzített felvétel; B) A rezonanciatartományon kívül működő, a 2012-es balatoni mérések során is alkalmazott „német” többcsatornás műszer (MCS; 0,1-0,6 kHz) szolgáltatta szeizmikus kép. A rezonanciatartományban a gázok teljes kitakarása érvényesül, míg azon kívül lehetséges a mélyebb rétegek leképezése is. A gázos zóna utóbbi esetben egy fordított polarítású erősített reflektorként és a jel erőteljes gyengülésével jelentkezik (Tóth 2013 alapján).

Figure 6.2. The acoustic and seismic image of shallow gas accumulation in the Baltic area. A) Profile recorded by the Parasound SLF (PS SLF; ~4.3 kHz; B) Multichannel profile (MCS; 0.1-0.6 kHz) recorded with the same instrument that was used at Lake Balaton. The Parasound instrument is working in the range of general bubble resonance, therefore gas accumulations occur as strongly blanking features in the profile. The multichannel profiler is out of the resonance range and can map deeper stratigraphic architecture. The same gas anomaly in the multichannel section occurs as a strong negative reflection causing spectacular attenuation in the seismic signal (after Tóth 2013).

A többcsatornás szelvényeken a 6.1. ábra alapján nem várható rezonanciaválasz, mivel a mérési frekvenciák kívül esnek a rezonanciatartományon. A nagyobb hullámhosszon dolgozó „német” többcsatornás műszer esetében az anomáliákat az akusztikus impedancia-kontrasztok, valamint a valós rétegtani horizontok és a gáz okozta reflexiók interferenciája határozza meg (Tóth et al. 2014). A „német” többcsatornás szelvények emiatt nemcsak a gázos zónák azonosítására használhatók fel, hanem lehetőséget biztosítanak a mélyrétegtani és mélyszerkezeti vizsgálatokra is azokon a helyeken, ahol a gáz-reflexiók nem túl intenzívek, vagy nincsenek jelen (lásd korábban 3-4. fejezetek).

A nagyfelbontású „olasz” adatrendszer egyaránt hozzájárul a sekély gázkutatáshoz, valamint a rétegtani és szerkezetföldtani kutatásokhoz. Mivel az itt használt nagyfelbon-

tású, egycsatornás műszer a másik két műszerhez képest átmeneti frekvenciatartományban dolgozik, lehetővé teszi, hogy bizonyos buborékméretetek esetében rezonanciaválaszt azonosítsunk. Ugyanakkor az alkalmazott többségükben kívül esnek a buborékok adta rezonanciatartományon, és ezáltal a szelvények értékes rétegtani és szerkezeti információkat is szolgáltatnak.

6.2.2. Gázanomáliák a SeistecTM szelvényeken

A balatoni szelvényeket összevetve különféle nemzetközi irodalomból származó példákkal (F4. függelék), kijelenthetjük, hogy a balatoni iszap gázsaturáltságát az ELTE Geofizikai Tanszékének vízi szeizmikus kutatásai egyértelműen és látványosan igazolják (6.3.-6.6. ábra). Az 1993 és 2014 között végzett SeistecTM mérések számos helyen és jelentős kiterjedésben találkoztak a balatoni sekélygázok árnyékoló hatásával, mely az ELTE kutató geológusainak és geofizikusainak nagy szomorúságára sok esetben meggátolta a „klasszikus” értelemben vett földtani kutatásokat. A gázzal foglalkozó környezet-tudós számára azonban az ilyen szelvények is igen értékesek, mivel a szeizmo-akusztikus gázanomáliák hihetetlen tárházát jelenítik meg (6.3. ábra). Ezek segítségével a Balaton területén gyakorlatilag minden irodalomban fellelhető gázindikáció-típust és gázjelenséget sikerült azonosítanom. Ennek megfelelően a gázanomáliák tüzetesebb vizsgálata és rendszerezése kézenfekvő feladattá vált.

Az akusztikus szelvényeken térképezhető gázjelenségek legfontosabb csoportosítási szempontjait Bodnár (2013) szakdolgozatával összhangban a 6.1. táblázatban foglaltam össze. Ezek: (1) a gáz előfordulás rétegtani pozíciója, (2) a gázanomália térbeli kiterjedése, (3) a gázos zóna felső határoló reflexiójának (gázfront) jellege, (4) a gáz árnyékolóhatásának mértéke, (5) a gázfront többszöröződésének erőssége. További besorolási szempont lehet még a gázfront környezetgeológiai eredete is.

<i>Jel polaritás</i>	normál			fordított			
<i>Rétegtani pozíció</i>	mederfenék	felső iszapréteg	középső iszapréteg	alsó iszapréteg	iszapbázis	pleisztocén	pannon
<i>Térbeli kiterjedés</i>	pontoszerű (< 100 m)		közepes/függöny méretű (100 - 500 m)		kiterjedt/takaró méretű (> 500 m)		
<i>A gázfront jellege</i>	nincs		diffúz		folytonos erősített reflexió		
<i>Árnyékoló hatás</i>	teljes kitakarás			részleges kitakarás			
<i>Többszörösök száma</i>	nincs		rövid lecsengési idejű (1-3)		hosszú lecsengési idejű (>3)		

6.1. táblázat: A balatoni gázanomáliák osztályozási szempontjai (Bodnár 2013 alapján módosítva).

Table 6.1. Main aspects of the gas anomaly classification at Lake Balaton (modified after Bodnár 2013).

A 6.1. táblázatban szereplő csoportosítási szempontokat figyelembe véve a legjellemzőbb balatoni gázanomália-típusok a következőképpen határozhatók meg (lásd 6.3 ábra, Visnovitz et al. (in press) alapján):

- a) **Felső-iszap gáztakaró** (*Gas blanket in the upper part of the mud*): Az iszap felső részében felismerhető kiterjedt, erősen árnyékoló zóna. A partok közelében többnyire a mederfenéknél jelentkezik, felülről folytonos, továbbá erős és intenzíven többszöröződő reflexióval határolt (6.3/A ábra). Ezeken a helyeken a mederfenéki üledék gyakorlatilag a teljes szeizmikus energiát visszaveri. Az anomália a parttól távolodva egy közel folytonos és valamivel mélyebb pozíciójú, erős felső reflexióval jellemezhető gázfrontba megy át, melynek kitakarása teljes, de általában csak 1-2 többszöröst mutat. A gázfront felett 0,5-1,5 méter vastagságban gázmentes vagy gázzal csak foltokban szaturált iszapréteg található. Ennek víztartalma feltehetőleg igen magas (kolloid zóna), mely a gázfront erős reflexiójához képest sokszor üres, fehér sávként jelentkezik.
- b) **Nyíltvízi diffrakciós hiperbolák** (*Open water diffraction hyperbolas*): A mederfenék közelében vagy az iszap legfelső 1-1,5 méterében előforduló diffrakciós hiperbolák, melyek relatíve gyenge, a gázokra jellemző fordított polaritású reflektáló pontokat jelentenek. Többszörösük és kitakaró hatásuk általában nincs, emiatt a mélyebb rétegek szeizmikus leképezést csak kis mértékben zavarják (6.3/B ábra).
- c) **Felső árnyékoló gázfüggöny** (*Blanking type gas curtain in the upper part of the mud*): Az iszap felső részében előforduló pontszerű vagy függöny méretű, kitakaró jellegű anomália, melyet többnyire erős, a széleinél diffrakciós hiperbolákba átmenő felső reflexió határol. Az ilyen típusú anomáliákhoz változatos számú többszörös társulhat (6.3/C ábra).
- d) **Iszappközépi akusztikus csillapítási zóna** (*Acoustic attenuation zone in the middle of the mud*): Az iszap középső részében jelentkező függöny vagy takaró méretű anomália, mely a szeizmo-akusztikus jel jelentős gyengülését okozza. Kitakarása sosem teljes. Felső határoló reflexiója tipikusan egy erősített reflektorokból álló átmeneti zóna, mely csak néhány többszöröst produkál. A gázfront alatt kaotikus mintázatú, felhőszerű zóna helyezkedik el (6.3/D ábra).

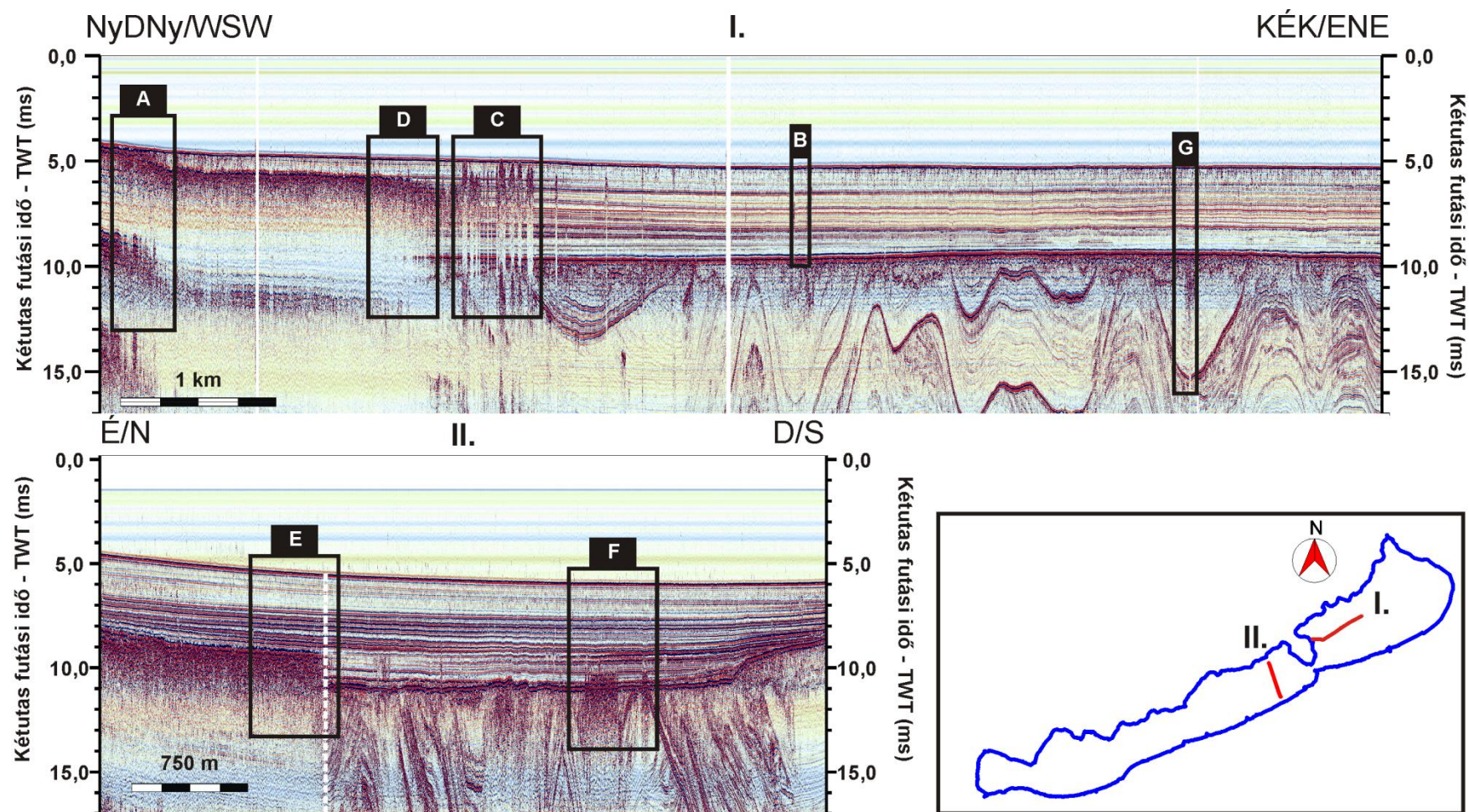
- e) **Alsó-iszap gáztakaró** (*Gas blanket in the lower part of the mud*): Az iszap alsó részében nagy kiterjedésben előforduló, többé-kevésbé folytonos, erős felső reflexióval határolt gázfront, amely alatt kaotikus szeizmikus textúra jelentkezik. A gázfrontot intenzív és erőteljes többszöröződés jellemezi, mely csengő reflexióként jelentkezik mind az egycsatornás, mind a többcsatornás szelvényeken. A gázfront alatt a kitakarás teljes (6.3/E ábra).

- f) **Az iszapbázisnál jelentkező gázfüggöny** (*Gas curtain at the base of the mud*): Az iszap bázisánál közvetlenül jelentkező, általában függöny méretű, felülről többé-kevésbé folytonos erősített reflexiókkal határolt, kaotikus mintázatú, és teljes mértékben kitakaró zónaként azonosítható. A gázfront esetenként a legalsó iszaprétegekre is kiterjed, és több (2-3) erősített reflexiót is tartalmaz. A gázfront többszöröződése változó intenzitású lehet (6.3/F ábra).

- g) **Intra-pleisztocén akusztikus szóródási zóna** (*Intra-Pleistocene acoustic scattering zone*): A pleisztocén folyóvízi üledékeken belül jelentkező, többnyire függöny méretű, esetenként pontszerű anomáliák összefoglaló neve, melyek rendszerint diffúz, erős felső reflektorral határoltak, és mindössze néhány többszöröst produkálnak. Kitakarásuk teljes a gáz alatti régióra nézve (6.3/G ábra).

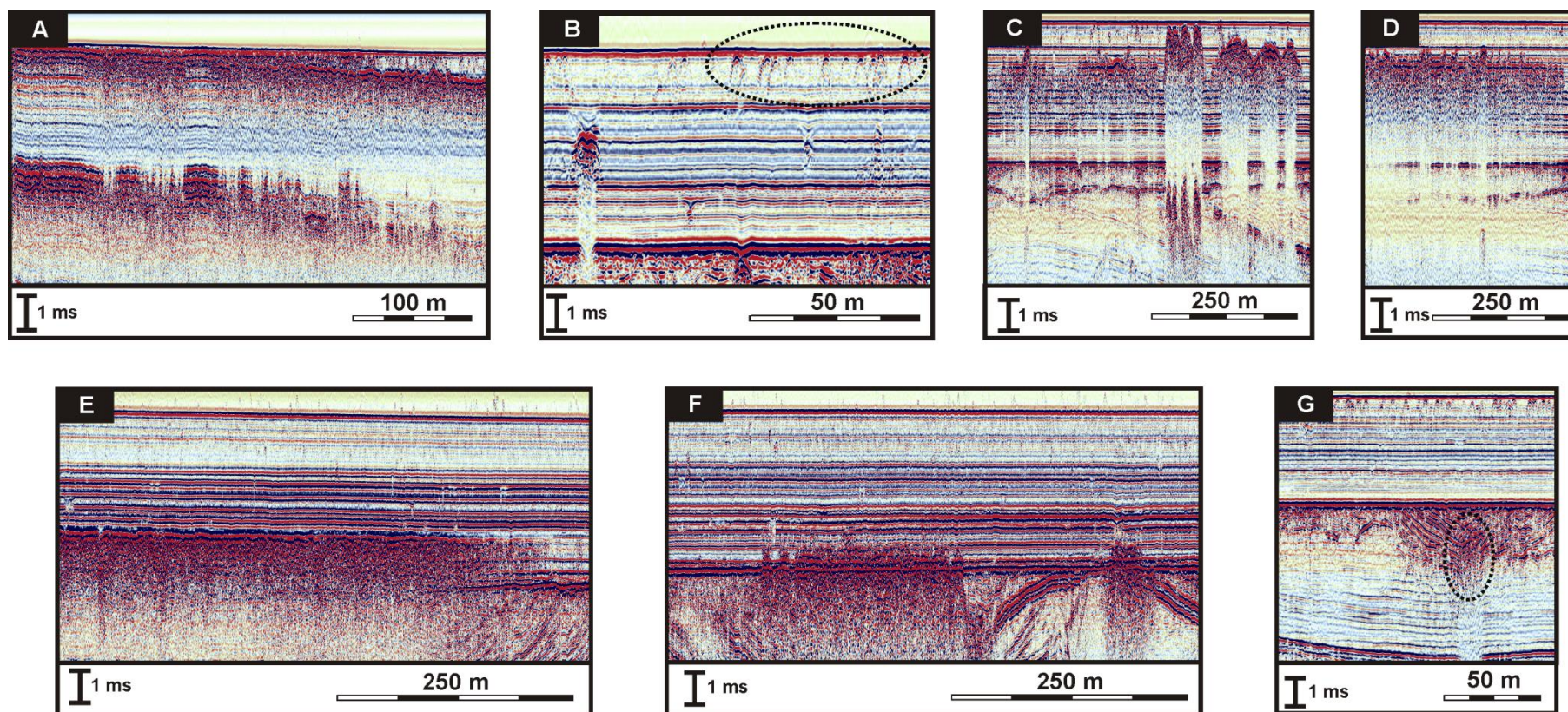
- h) **Migrációs mintázatok a pannonban** (*Gas migration patterns in the Pannonian strata*): Azoknak a pannon rétegekben előforduló, többnyire erős, fordított polaritású diffrakciós hiperbolákként azonosítható gáz indikációknak és függöny méretű erősített reflexióknak az összefoglaló neve, melyek általában követik a pannon horizontok lefutását és az iszapbázis felé tartanak. A gáz akumulációja kiterjedhet az iszap alsó részére is, és az anomália összekapcsolódhat az *f* és *g* típussal. A gázfront kitakarása és a többszörösök száma változó lehet. A többszörösök lecsengésének üteme az anomáliák mély rétegtani pozíciója miatt többnyire nem megítélhető (6.4. ábra).

A fentiek mellett a Balaton bizonyos területein néhány különleges, a gáz jelenlétéhez köthető szeizmikus és üledékföldtani jelenséget is megfigyelhetünk. Ilyenek például a *sebesség miatti lehajlási zónák* (6.5. ábra), melyek a Balaton esetében csak nagyon ritkán fordulnak elő, illetve a gázos zónák felett bekövetkező *üledékrogyások/üledék-kompakciók*, melyek a tó keleti és nyugati részmedencéiben is előfordulnak. Utóbbiak kizárólag a tavi iszap bázisához köthetők (6.6. ábra).



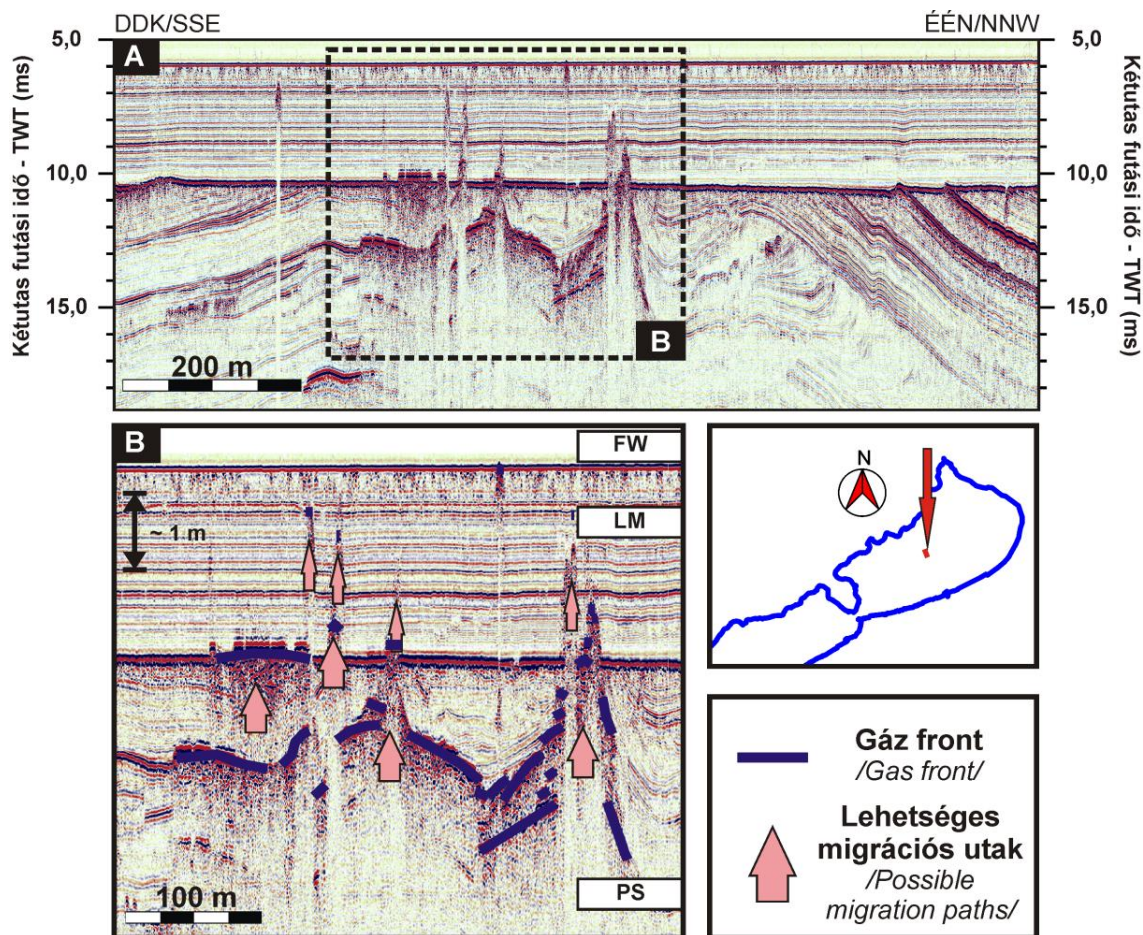
6.3. ábra: A Balaton alatt előforduló leggyakoribb gázanómália-típusok és azok relatív térbeli helyzete. Bővebben lásd szöveg.

Figure 6.3. The most frequent anomaly types in sediments below Lake Balaton and their relative spatial position. For more details see text.



6.3. ábra folyt.: A legfontosabb gázanómia-típusok a Balaton alatti üledékekben: A) Felső-iszap gáztakaró; B) Nyíltvízi diffrakciós hiperbolák; C) Iszap közepi szeizmikus csillapítási zóna; D) Felső árnyékoló gázfüggöny; E) Alsó-iszap gáztakaró; F) Iszaptábazisi gázfüggöny; G) Intra-pleisztocén szórózóna ([Visnovitz et al., in press](#)).

Figure 6.3. cont. The most important gas anomaly types in sediments below Lake Balaton: A) Gas blanket in the upper part of the mud; B) Open water diffraction hyperbolae; C) Middle mud seismic attenuation zone; D) Upper mud blanking type gas curtain; E) Lower mud gas blanket; F) Base mud gas curtain; G) Intra-Pleistocene scattering zone ([Visnovitz et al., in press](#)).



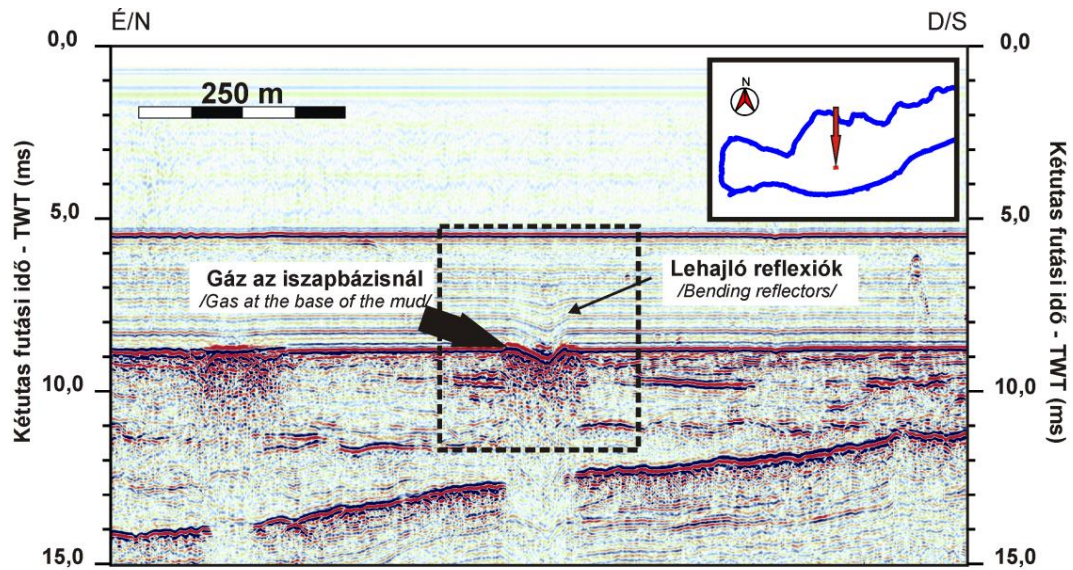
6.4. ábra: Szabad gázra utaló erősített reflexiók a pannon rétegekben (Visnovitz et al., in press alapján). A) Seistec™ szelvény; B) Szelvényrészlet értelmezése: A szabad gáz jelenlétét jelző fordított polaritású erősített reflexiók követik a pannon üledékek rétegtani struktúráját, és az iszap irányába történő gázmigrációra utalnak. FW=víz; LM=iszap; PS= pannon rétegek.

Figure 6.4. Enhanced reflection in the Pannonian strata (after Visnovitz et al., in press). A) Seistec™ profile; B) Interpretation of the profile: The presence of free gas is justified by several enhanced reflections with reverse polarity following stratigraphic layers in the Pannonian strata. Systematic built up of the gas fronts suggests gas migration or leakage towards the lacustrine mud and the atmosphere. FW=fresh water; LM=lacustrine mud; PS= Pannonian strata.

6.2.3. Gázszintek a balatoni iszapban

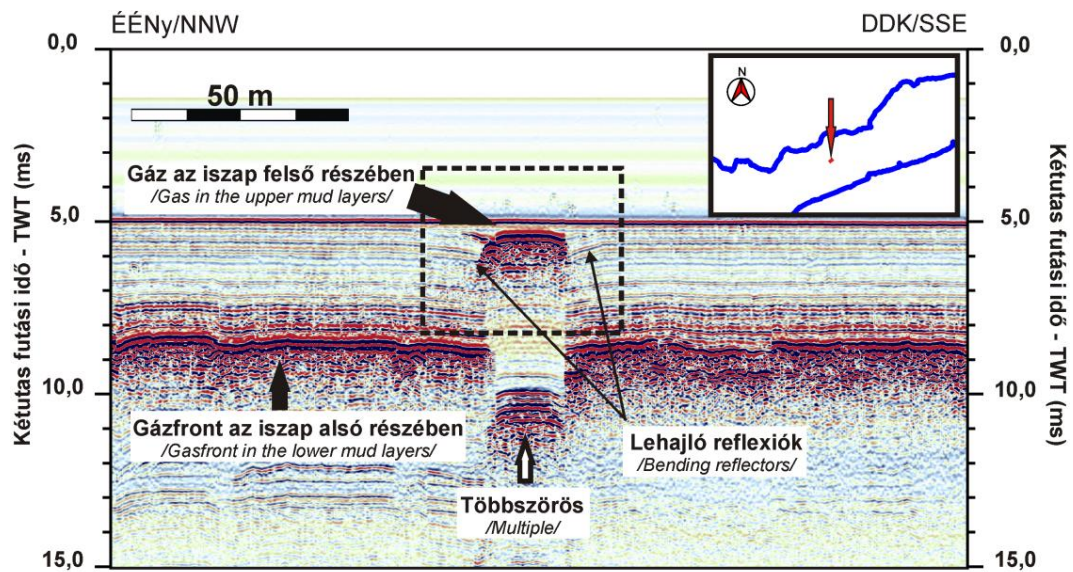
Ha részletesen vizsgáljuk az iszapban megjelenő gázfelhalmozódások jellegét és relatív mélységét, megállapíthatjuk, hogy a balatoni üledékekben megfigyelhető gázanomáliák általában 3 jól elkülöníthető szintbe⁸ rendezhetők (6.7. ábra).

⁸ Egy adott mélységtartományba eső, térben többnyire elkülönülő gázanomáliák felső határainak (gázfrontjának) összessége, mely tulajdonképpen maga is felfogható egy térben nem feltétlenül folytonos, de egy darab szeizmikus horizonttal jól definiálható és térképezhető önálló gázfrontnak.



6.5. ábra: Sekély gáz jelenlétéhez kapcsolódó üledékrogyás(?) a Szigligeti-medence területén. A fordított polaritású kitakaró gázreflexió felett az iszaprétegek határozott meghajlása észlelhető x12,5 torzításban. A jelenség a tó területén több helyütt megfigyelhető, de kizárólag a tavi iszap bázisához kapcsolódóan.

Figure 6.5. Shallow gas related sediment failure(?) in the lacustrine mud of Szigliget basin. Above the enhanced reverse polarity gas reflector slightly bended mud layers can be seen in a 12.5x vertical exaggeration.



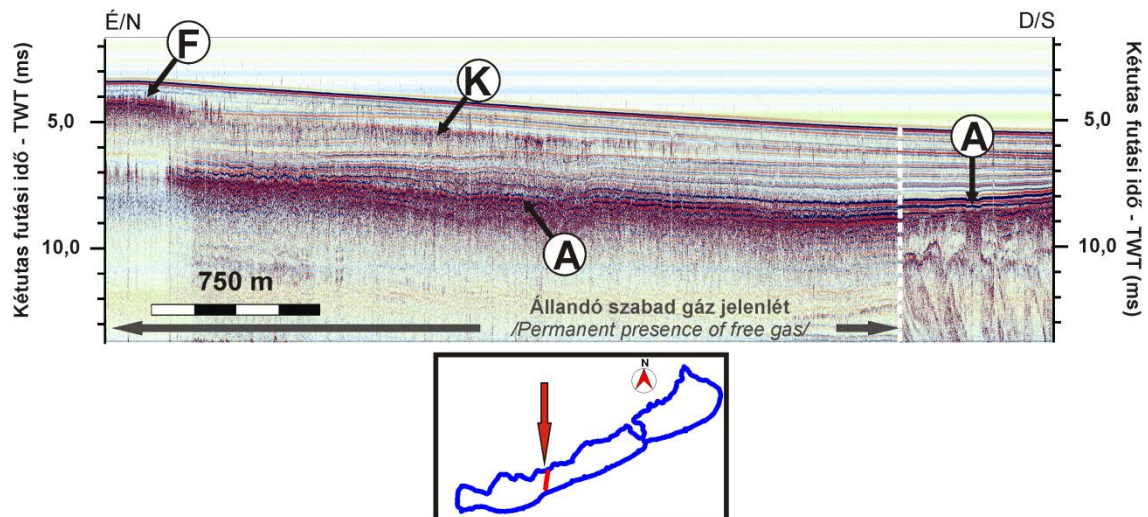
6.6. ábra: Példa a sebességsökkenés miatti lehajlásra a balatoni üledékekben. Az iszap alsó felében jelentkező masszívan árnyékoló gázfront felett egy kisebb méretű gázos zóna jelentkezik a felső iszapban. A gáz okozta anomália széleinél az iszaprétegek jól látható lehajlást mutatnak, mely a gázos rétegeknél bekövetkező sebességsökkenés hatásának tudható be.

Figure 6.6. Example for the velocity pull-down effect in sediments of Lake Balaton. Above the intensive gas front in the lower half of the mud a smaller gas occurrence in the upper mud can be observed. At the edges of this anomaly mud layers show a bending, which is due to the decreased P velocity in the over-saturated layers.

- 1) **Az iszap felső részében elhelyezkedő gázsint="felső gázsint" (F)** (*Gas level in the upper part of the mud*): a szintet alkotó gázfrontok a mederfenék alatt tipikusan 0-1,5 ms között jelentkeznek. A gázsint ennek megfelelően a felső iszap partközeli takaró méretű anomáliáit, a mélyvíz felé átmenetet képező *felső árnyékoló gázfüggönyöket* és a *nyílt vízi diffrakciós hiperbolákat* foglalja magába.
- 2) **Az iszap középső részében elhelyezkedő gázsint="középső gázsint" (K)** (*Gas level in the middle part of the mud*): A szintet alkotó gázfrontok tipikusan az iszap belsejében jelentkeznek, az iszapfelszín alatt és az iszapbázis felett is legalább 1-1,5 méterrel. Ez általában a mederfenék alatti kb. 1-3 ms közötti idő-mélység-tartományt jelenti. Lényegében az *iszap középi akusztikus csillapítási zónáknak* felel meg.
- 3) **Az iszap alsó részében elhelyezkedő gázsint="alsó gázsint" (A)** (*Gas level in the lower part of the mud*): A szintet alkotó gázfrontok az iszap alsó részében és az iszapbázis közvetlen környezetében (max. 1-2 méterre a tavi üledék bázisát alkotó diszkordancia felszín felett) foglalnak helyet. Tágabb értelemben ide sorolhatók a pleisztocén üledékekben felhalmozódó gázok is. Tipikusan a 3-5 ms-mal a mederfenék alatt jelentkező szabadgáz-tartalmú zónákat jelöli. Ide sorolandók az *alsó-iszap gáztakarók*, az *iszapbázisnál jelentkező gázfüggönyök* és az *intra-pleisztocén akusztikus szóródási zónák*.

A szeizmo-akusztikus leképezés és a szabad gázzal jellemezhető zónák akusztikus tulajdonságaiból adódóan a fenti három szint (F, K, A) általában nem térképezhető egy időben, mert a magasabb rétegtani pozícióban lévő gázfrontok többnyire meggátolják a mélyebb gázsintek leképezését. Néhány szerencsés helyzetű szelvény azonban rávilágított arra, hogy egy adott helyen a három gázsint közül bármely kettő, sőt akár mind a három is létezhet egy időben (pl.: 6.7. ábra).

Az alsó és felső gázsint ugyantöbbnyire áthatolhatatlan az akusztikus és szeizmikus hullámok számára, de a középső szint sokszor csak kisebb mértékben csillapítja a kibocsátott jelet. Ezekben az esetekben a középső gázsint alatt az alsó szint is láthatóvá válik. A felső szint csak nagyon ritkán átlátható, azonban esetenként nem teljesen folytonos. Ilyenkor a térben lokalizált gázos zónák között lehetőségünk van a mélyebb pozíciójú gázsintek leképezésre is. Számos esetben igazolódott, hogy a felső és a mélyebb pozícióban lévő alsó gázsint egyidejűleg létezik.

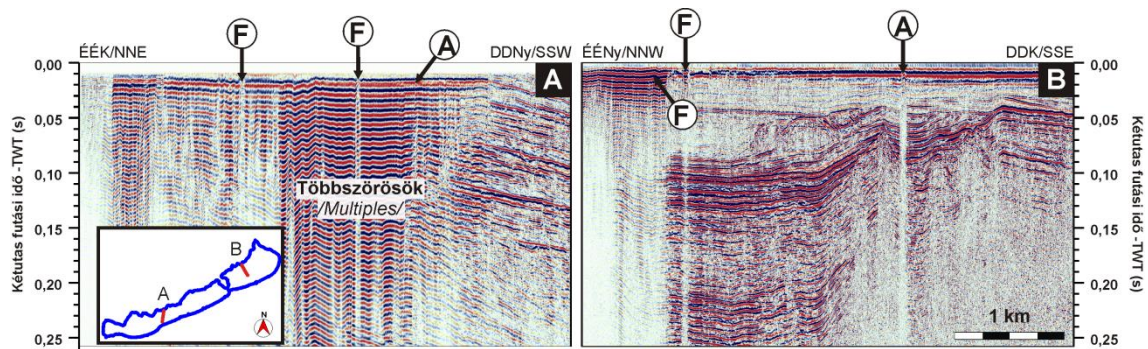


6.7. ábra: A balatoni gázszintek és együtt létezésük igazolása a Szemesi- és Szigligeti-medence határán felvett SeistecTM szelvényen (Visnovitz et al., in press alapján). F= Felső gázszint; K= Középső gázszint; A= Alsó gázszint.

Figure 6.7. The three different gas levels and their co-existence in sediments of Lake Balaton based on a SeistecTM profile at the boundary of the Szemes and Szigliget basins (after Visnovitz et al., in press). F= Gas level in the upper part of the mud; K= Gas level in the middle part of the mud; A= Gas level in the lower part of the mud.

6.2.4. Sekély gázok szeizmikus képe a „német” többcsatornás szelvények alapján

A szabad gáz jelenléte balatoni üledékekben az alacsonyabb mérési frekvenciákon dolgozó többcsatornás szelvények segítségével is kimutatható (6.8. ábra).



6.8. ábra: Iszapgázok keltette szeizmikus jel balatoni többcsatornás szelvényeken (Visnovitz et al., in press alapján). A) Szelvény a Balaton nyugati medencéjéből (2012), melyen egy erősen többszöröződő kiterjedt gázfront és néhány, kitakarással jellemezhető kisebb gázindikáció látható. Az előbbi az iszap alsó, míg utóbbiak az iszap felső részében helyezkednek el; B) Szelvény a Siófoki-medencéből (2005), melyen egy, a partközeli zónára jellemző, intenzíven többszöröződő, felső gázszinthez köthető gázfront és néhány kisebb méretű, kitakarással jellemezhető gázszóna azonosítható. F= Felső gázszint; A= Alsó gázszint.

Figure 6.8. Seismic signal related to gas occurrences in the mud of Lake Balaton (after Visnovitz et al., in press). A) Profile from the western lake basins (2012) showing a highly reverberating enhanced reflection and some smaller gas occurrences with acoustic blanking. The previous is related to the lower mud gas level, while the latter are situated in the upper mud. B) Profile from the eastern (Siófok) basin (2005) showing the high reflectivity and several multiples of a nearshore gas fronts in the upper level in addition to smaller gas occurrences with acoustic blanking. F= Gas level in the upper part of the mud; A= Gas level in the lower part of the mud.

Ezek a szelvényeken, a 6.2.1. fejezetben tárgyaltakkal összhangban a gáz keltette szeizmikus anomáliát elsősorban a gázos üledékekben jelentkező akusztikus impedancia-esés határozza meg. A szabad gáz jelenléte két különböző formában azonosítható:

- 1) A nagyobb kiterjedésű gázos zónák általában fordított polaritású, erősített reflexióként jelentkeznek, melyek intenzív többszöröződéssel jellemezhetők.
- 2) A kisebb kiterjedésű gázos rétegek általában egy jól definiált, fordított polaritású reflektorként működnek, mely alatt teljes vagy részleges kitakarás valósul meg.

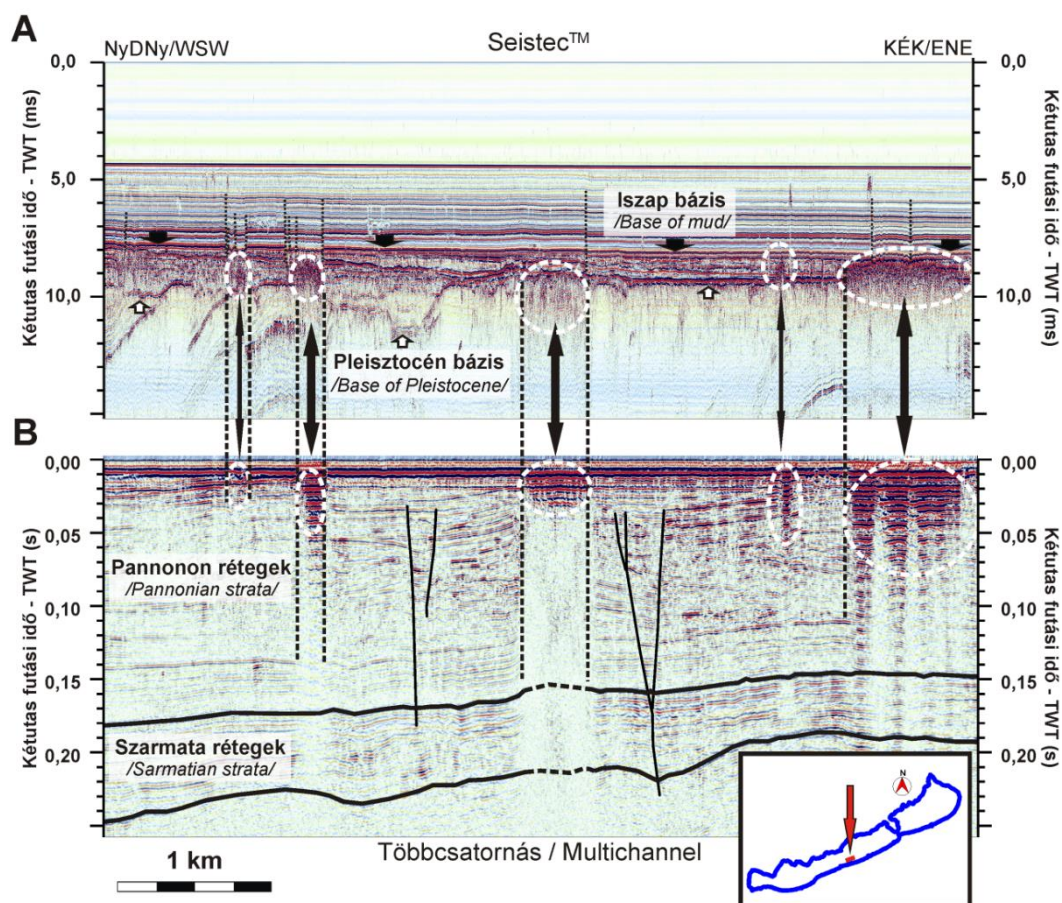
A többszornás szelvények esetében sajnos nem mindig van módunk az észlelt gázfront gázszintjének meghatározására. A 2005-ös szelvények többségén az iszaprétegek is leképezésre kerültek, így ezeken a szelvényeken megállapítható, hogy a gáz az iszap felső vagy alsó részében koncentrálódik. A 2012-es felvételek többségénél a merdénékhez és az iszaphoz kötődő reflexiók visszaállítása nem járt sikerrel (Németh 2013b). Ennek ellenére a 2012-ben párhuzamosan végzett Seistec™ és többszornás szelvényezéseknek köszönhetően a szelvények szisztematikus korrelációja alapján itt is meg lehetett határozni, hogy melyik szintben helyezkedik el a gáz (6.9. ábra).

Az összehasonlítások során azt tapasztaltam, hogy az iszap felső és alsó részében, valamint a pleisztocén rétegekben kimutatható gázfrontok látványosan megjelennek mind a Seistec™, mind a többszornás felvételeken. Ezzel szemben az iszap középső részének csillapítási zónái a többszornás szeizmikán szisztematikus hiányoznak. A jelenség magyarázata nem egyértelmű, de legvalószínűbb oka az, hogy az iszap felső- és alsó részének gázfrontjaiban a gáz koncentrációja határozottan nagyobb, mint az iszap belső részeiben. Előbbiekben a gáz jelenléte nagyobb impedancia-kontrasztot produkál, ami láthatóvá teszi a gázos zónát az alacsonyabb frekvenciájú felvételeken is, míg az iszap-középi zónákban a gáz mennyisége és eloszlása ehhez nem megfelelő.

6.3. A balatoni gázfrontok térbeli- és időbeli változékonysága

6.3.1. Gázanomáliák a part közelében és a nyíltvízi zónában

A szeizmikus szelvények tanúsága szerint a különböző típusú gázanomáliák térbeli elhelyezkedése nem véletlenszerűen, hanem bizonyos szabályosságokat követ. A nagyobb kiterjedésű és sekélyebb mélységben elhelyezkedő anomáliák általában a partok közelében (<1500 m) figyelhetők meg, míg a nyílt víz felé a gázfrontok mélysége



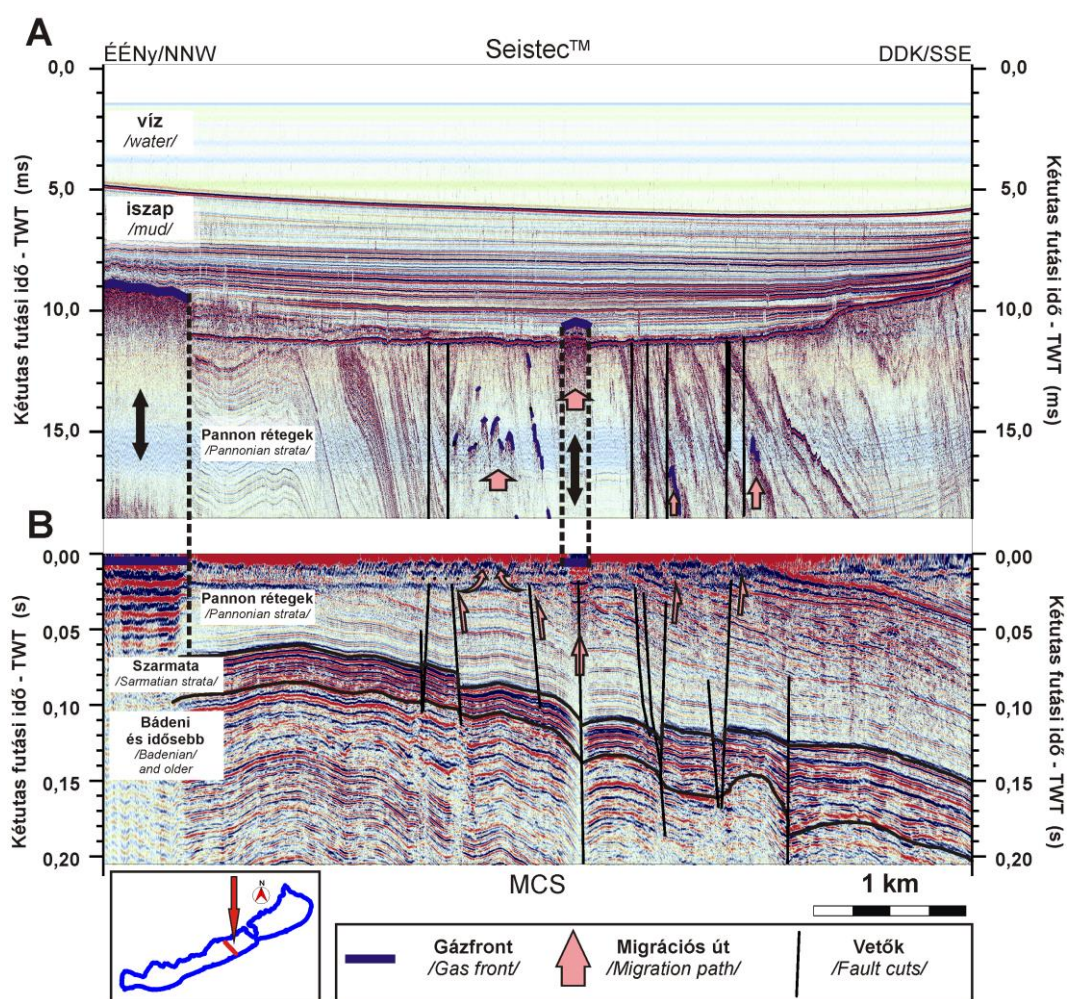
6.9. ábra: Az egy- és többcsatornás szelvényeken látható gázjelenségek szisztematikus korrelálhatósága. A) Seistec™ szelvény; B) Többcsatornás szelvény

Figure 6.9. Correlation between gas occurrences in acoustic and seismic profiles. A) Seistec™ profile; B) Multichannel seismic profile.

fokozatosan és szisztematikusan növekszik, folytonosságuk megszűnik (6.3. ábra). A parti sáv folytonosan gázzal borított zónáját (PGSA=*permanently gas saturated area*) egy átmeneti zóna váltja fel (TZ=*transition zone*), melyben a *felső árnyékoló gázfüggönyök* (6.3/C ábra) és az iszapban belül megtalálható *iszap középi szeizmikus csillapítási zónák* (6.3/D ábra) az uralkodóak. A parttól távolabb nagyméretű anomáliákkal már csak elvétve találkozunk (gázmentes terület; GFA=*gas free area*). Itt az iszap felső, kb. 1-1,5 méterében jelentkező *diffrakciós hiperbolák* (6.3/B ábra) a tipikusak. A nyílt vízi övezetben jelentősebb gázfelhalmozódások elsősorban az iszapprofundum közelében és a pleisztocén folyóvízi üledékekben láthatók. Anomáliákat találunk azokon a helyeken is, ahol az iszap alatti pannon rétegekben gázt jelző reflexiók ismerhetők fel (pl.: 6.4. ábra).

A fenti leírtak teljes mértékben jellemzőek a Balaton Siófoki-medencéjére, de a helyzet a Tihanyi-félsziget nyugati oldalán némiképp eltérő. A nyugati tómedencék területén ugyanis az iszap legfelső részében azonosítható partközeli gázfelhalmozódások

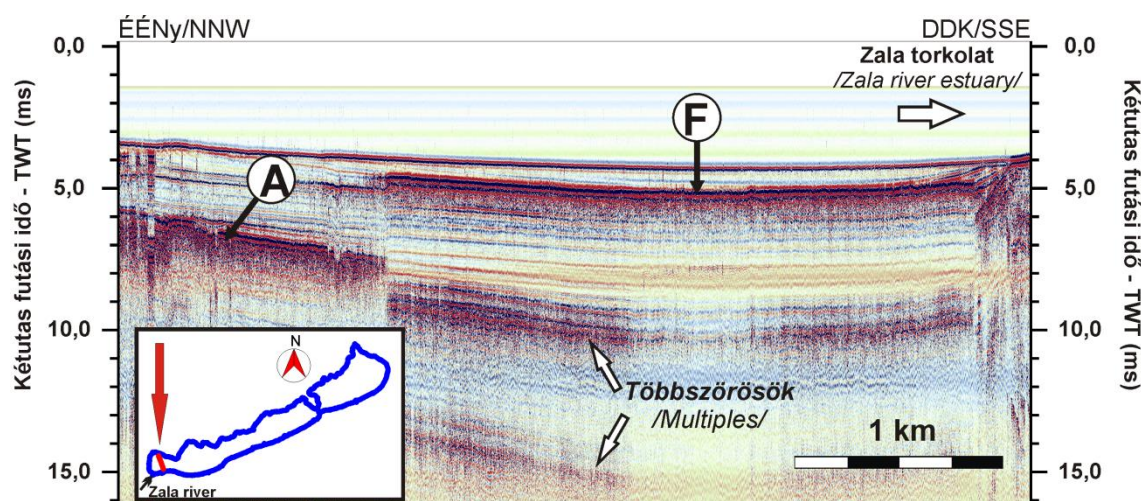
mellett egy másik kiterjedt gázfront is megfigyelhető. Ez a gázfront az iszap alsó részében helyezkedik el (*alsó-iszap gáztakaró, 6.3/E ábra*), és jó közelítéssel a tó északi 2/3-a alatt van jelen. Utóbbi gázfront teljes mértékben meggátolja a földtani rétegek, sőt még a tavi iszap bázisának leképezését is. További különbség, hogy a nyugati tómedencékben sokkal erőteljesebb az aljzat tektonizáltsága, mely a gázos rétegek területi eloszlását is befolyásolja (lásd 4. fejezet). A Szemesi-medence alatt elhelyezkedő kiterjedt duplex szerkezet (4.14. ábra, [Visnovitz et al. 2015](#)) elősegíti a mélységi gázok felfelé történő migrációját, és ezáltal a gázok felhalmozódását az iszap alsó részében (6.10. ábra). Végezetül, látványosan módosítja a nyugati oldal gázsaturáltságát az a hordalék és befolyó víz mennyiség, amely a Zala folyó által a Keszthelyi-öbölbe érkezik.



6.10. ábra: A vetők és a gázok kapcsolata a Szemesi-medence belső területein. A) Seistec™ szelvény; B) Többsatornás szeizmikus szelvény (MCS). A szelvények alapján a gáz a vetők mentén és a vetők közti deformált zónákban felfelé migrál.

Figure 6.10. Relationship between gas occurrences and tectonic system of the Szemes basin. A) Seistec™ image; B) Multichannel seismic image (MCS). According to the profiles gas seems to be migrating upward along faults and in deformed zones between tectonic structures.

A Zala által folyamatosan szállított tápelemek és szerves anyagok jelentős mértékben megváltoztatják a Keszthelyi-öböl és Szemesi-medence nyugati oldalának vízföldtani adottságait, melyről a 2012-ben végzett szeizmikus szelvényezés tanúskodik. A 6.11. ábrán jól látható, hogy a Keszthelyi-öböl iszapja a tó teljes keresztmetszetében gázzal szaturált. A gázfront az öböl déli oldalán, a Zala torkolatához közel sokkal magasabb rétegtani pozícióban van, mint északon. A szelvények menti korreláció alapján, az É-i gázfront megfelel a nyugati oldal többi medencéjében is azonosított *alsó-iszap gáztakarónak*, míg a déli oldalon látható kiterjedt gázzaturált zóna a *felső-iszap gáztakaró* részét képezi. Utóbbi a Zala folyó hordalékhozamának és tápanyagainak eredményeképpen jöhetett létre. A folytonos, erős, és 3-4 többszörössel jellemezhető gázreflexió relatíve nagyobb mennyiségű gáz jelenlétére utal.



6.11. ábra: Keresztszelvény a Keszthelyi-öblön keresztül. A szelvényen jól látható az öböl iszapjának gázzaturáltsága, mely az északi oldalon egy mélyebb, a déli oldalon egy a tófenék közelében azonosítható gáztakarót eredményez. Az öböl két oldalának jelentős eltérése feltehetőleg a Zala folyó hordalékszállító hatásával függ össze. F= Felső gázfront; A= Alsó gázfront.

Figure 6.11. Cross-section from the Keszthely bay. It can be seen that the lacustrine mud in the bay is saturated by shallow gas. Northern parts are characterized by a deep mud gas blanket, while southern areas are characterized by a shallower gas front. Difference between the two sides of the bay can be considered as a result of the relatively large sediment influx from the Zala river. F= Gas level in the upper part of the mud; A= Gas level in the lower part of the mud.

6.3.2. A gázfelhalmozódások térbeli mintázata a 1997-2012 mérési időszak alapján

Mint láttuk, a balatoni sekélygáz-felhalmozódások térképezésére leginkább a Seistec™ szelvények alkalmasak, ugyanakkor ez az adatrendszer egyben a legösszetettebb is az Egységes Balatoni Adatbázison belül. A Seistec™ felmérések különböző években zajlottak, és a tó teljesen különböző részeire koncentráltak. Ez a gáz-térképezések

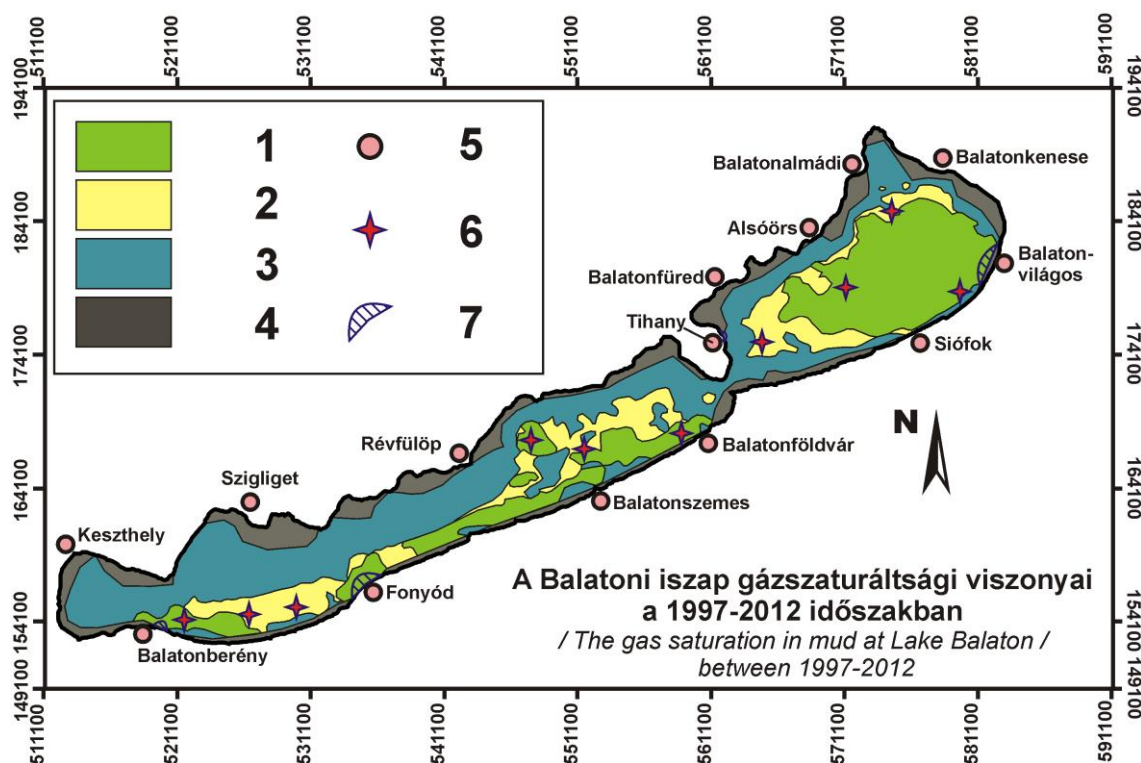
szempontjából csöppet sem bizonyult kedvezőnek. Kiderült, hogy a gázzal szaturált üledékek felső határát jelentő gázfront időben változó, és a Balaton alatti üledékekben egyidejűleg több különböző gázfront is létezhet (lásd pl.: 6.7. ábra). Egyetlen egységes horizonttal a „balatoni iszap gázfrontja” emiatt a teljes adatrendszeren keresztül nem térképezhető. Készíthető azonban olyan „generalizált térkép”, amely a teljes mérési időszakra (1997-2012), az aktuális gázszintek figyelembe vétele nélkül ábrázolja az iszapgázok jelenlétét vagy hiányát, valamint a gázfrontok térbeli és/vagy időbeli változékonyságát (6.12. ábra). Ez a térkép jól illusztrálja, hogy 1997 és 2012 között a Balaton nyugati medencéinek északi 2/3-adán és a partközeli régiók többségén állandó volt a gázok jelenléte az iszapban (türkizkék terület=PGSA), míg a déli part közelébe eső közel 1,5-2 km-es sávban és a Siófoki-medence belső területein (világoszöld terület=GFA) az iszap gáztartalma általában elenyészően alacsony maradt. Ez utóbbi területeken a szeizmikus behatoló képesség elérhette a 40-60 ms-ot, és a Seistec™ leképezése sokkal jobb minőségű volt. A fenti két zóna közötti sávban, illetve a Szemesi-medence belső területein egy átmeneti zóna volt kimutatható (sárga területek=TZ), melynek gáztartalma térben és/vagy időben erősen változó⁹ volt.

A fenti három zóna gyakorlatilag egy az egyben megfeleltethető a 6.3. ábrán látható szeizmikus szelvény különböző szakaszainak, amely a parttól a nyíltvíz irányába haladva a gáztartalom fokozatos csökkenését, és a gázfront egyre mélyebb pozícióba való átmenetét mutatja. A türkizkék zóna a *partközeli felső iszap gáztakarókat* (6.3/A ábra), az *alsó iszap gáztakarókat* (6.3/E ábra) és az *iszapbázisnál jelentkező gázfüggőnyöket* (6.3/F ábra) jelzi. A sárga zóna a parti és a nyílt vízi területek közötti átmenetet jelentő *felső árnyékoló gázfüggőnyök* és az *iszap közepi akusztikus csillapítási zónákat* (6.3/C,D ábra), míg a zöld területek azokat a szinte teljesen gázmentes területeket jelölik, ahol csak az iszap felső részében jelentkező *diffrakciós hiperbolák* (6.3/B ábra) és néhány kisebb kiterjedésű gázfüggőny van jelen.

A mérések során a partközeli területeken (<500-800 m) és a kikötőkben szinte kizárólag a mederfenéknél jelentkező, erősen reflektáló gáztakarók fordultak elő. A parti területek általános gázborítottsága alól kivételt csak az a néhány partszakasz jelentett, ahol a földtani viszonyok vagy a tavi áramlatok miatt a mederfenéken nem rakódott le

⁹ A különböző években mért szelvények közül egyeseken van gáz, míg másokon nincs, vagy a gázfront a felmérési időszak(ok)ban nem volt folytonos.

tavi iszap. Ilyen területeket Fonyód előtt, Balatonvilágosnál, Balatonmárfürdőnél és a Tihanyi-félsziget gödrösi strandja előtt találhatunk (6.12. ábra, rácsozott területek).



6.12. ábra: A balatoni iszap 1997 és 2012 közötti gáztartalmát és akusztikus átlátszóságát bemutató áttekinthető térkép az ultranagy felbontású Seistec™ szelvények összesített kiértékelése alapján (Visnovitz et al., in press után módosítva). 1= gázmentes/szórványosan gázzal fedett terület (GFA) – kiváló rétegtani leképezés lehetséges Seistec™ műszerrel; 2= időszakosan vagy szakaszosan gázzal fedett átmeneti zóna (TZ) – bizonyos időszakokban jó minőségű leképezés lehetséges, de a gáz jelenléte zavarja a szeizmikus képet; 3= állandóan gázzal borított terület (PGSA) – a gázfront mélysége szezonálisan változó lehet, de a mélyebb rétegek szeizmikus leképezésére soha sincs lehetőség; 4= az adott időszakban nincs mérési adat; 5= város/település; 6= gáz a pannon rétegekben; 7= gázmentes partközeli helyek

Figure 6.12. Gas saturation and acoustic transparency of the lacustrine sediments of Lake Balaton based on combined interpretation of all Seistec™ data from the period of 1997-2012 (modified after Visnovitz et al., in press). 1= gas free/occasionally gas covered area (GFA) – excellent seismic penetration with Seistec™ instrument; 2= temporally/discontinuously gas covered zone (TZ) – in certain periods good acoustic penetration is available but the occurrence of free gas usually disturbs seismic images; 3= permanently gas saturated domain (PGSA) – depth of the top gas may changes with seasons but the acoustic imaging of deeper strata is not available; 4 no data for the investigation period; 5= village/town; 6= shallow gas in Pannonian strata; 7= Gas free nearshore area.

A 6.12. ábrán látható térképen az iszap gázszaturáltsági viszonyai mellett néhány, a pannon rétegekben azonosítható látványosabb gázindikációt is jelöltem (piros csillagok). Ezeken a helyeken hasonló fordított polaritású reflexiókat és diffrakciós hiperbolákat azonosíthatunk, mint amelyeket a 6.4. ábra is bemutat.

6.3.3. A gázfelhalmozódások térbeli eloszlásával kapcsolatos legfontosabb konklúziók

A balatoni üledékekben különböző típusú és kiterjedésű gázfelhalmozódások észlelhetők, melyek többféle rétegtani szintben rendeződnek. A szeizmikus megfigyelések alapján a szintekbe és zónákba szerveződést a 6.12. ábrát követve az alábbi szabályokban foglalom össze:

- 1) A Balaton területének közel felén állandó a gáz jelenléte, mely a szeizmikus kutatásokat az iszap felső részére korlátozza (PGSD, türkizkék területek).
- 2) A tó másik fele földtani szempontból szeizmikus és akusztikus módszerekkel jól vizsgálható. Ennek a területnek kb. 2/3-adán (a tó területének közel 2/6-án) a szeizmikus leképezés kiváló, a gáz csak foltokban van jelen (GFA, zölddel jelölt, gázmentes területek), míg 1/3-adán (a tó területének 1/6-odán) a gáz jelenléte időben és/vagy térben erősen változó (TZ, sárga átmeneti zóna). Utóbbi területen csak mérsékelten jó akusztikus leképezés valósítható meg, melynek minősége a vizsgálati időszaktól is jelentősen függ (lásd bővebben a 6.5. fejezetben).
- 3) A tó gázoktól mentes területeit elsősorban a nyílt vízi zónákban találjuk. Ilyenek például a Siófoki-medence belső területei, és egy néhány kilométer széles déli part menti sáv a tó nyugati medencéiben.
- 4) A partközeli üledékek általában folytonosan gázzal szaturáltak, kivéve azokat a helyeket, ahol a mederfenéken nem rakódik le tavi iszap.
- 5) A partoktól távolodva a kezdetben folytonos és magas rétegtani pozícióban lévő gázfront fokozatosan mélyebbre ereszkedik és felszakadozik, egy átmeneti zónát hozva létre a nyíltvízi és partközeli területek között (TZ). Ebben a zónában a gázfelhalmozódások mérete változatos, és a gáz jelenléte időben erősen változó.

6.3.4. A gázfrontok időbeli változásához kapcsolódó megfigyelések

A balatoni iszap gázszaturáltságának időbeli változékonyságát a vízi szeizmikus értelmezéssel foglalkozó munkák korán felismerték (pl.: [Darai 2006](#)). A különböző időben, de azonos területen felvett szelvények térképezése során rendre azt tapasztalták, hogy a gázfront a szelvények közötti korreláció során elcsúszva jelentkezik, más formát ölt, vagy esetenként el is tűnik ([Darai 2006](#)). A gázfrontok időbeli változása egyértelmű volt, de ezt szisztematikusan vizsgálni az akkori szelvényháló alapján nem lehetett.

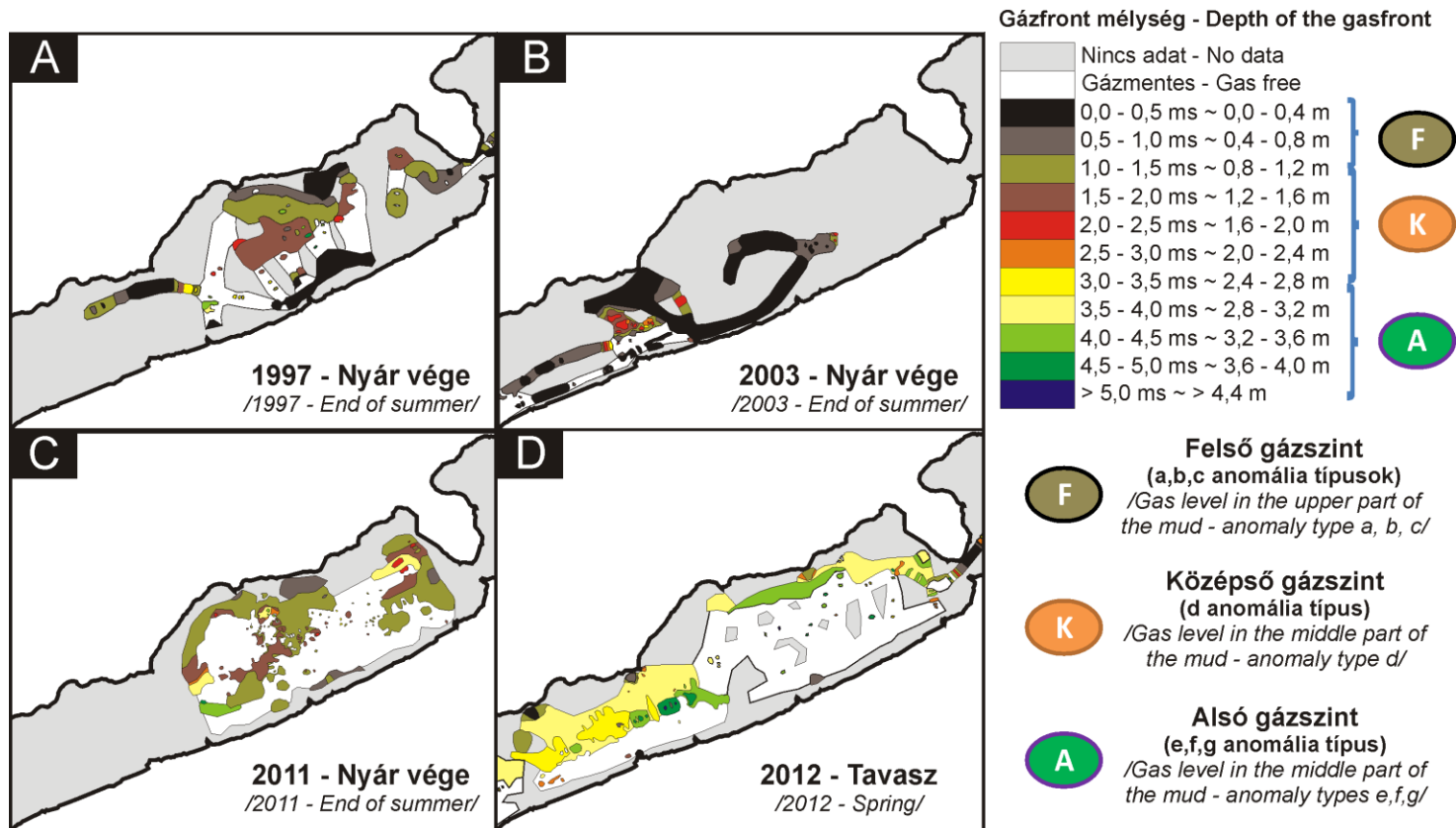
A gázfront tényleges meghatározására a fentiek fényében csak az „egy időben” mért szelvényeken nyílik mód. Mivel a Balaton iszapjában egyidejűleg több olyan gázszint is létezik, melyek egymás leképezését zavarják, a gáz kiterjedésének és mélységének térképezését technikailag úgy oldottam meg, hogy az „első azonosítható gázfront” (EAG) felületét térképeztem. Ennek aktuális mélysége meghatározza az első jelenlévő gázszintet és annak mélységét, valamint felső becslést ad a lehetséges gázszintek számára is. Amennyiben egyidejűleg több gázszint is követhető volt, a mélyebb pozíciójú gázszinteket külön horizont segítségével rögzítettem.

Az EAG-t követve minden mérési kampányhoz szerkeszteni tudtam egy olyan gázfront térképet, mely az adott kampány keretében felmért területekre, a szelvények közti interpolációval megjósolta a gázszaturált rétegek valós mélységét. Az 1997 és 2014 között összegyűlt adatrendszerben a Szemesi-medence egy olyan nagyobb területet jelentett, amely négy különböző évben (1997, 2003 és 2011 nyarán, valamint 2012 tavaszán) is leképezésre került. A különböző évek EAG térképei alapján ebben a részmedencében a gázfrontok mélységének időbeli változását részletes meg tudtam vizsgálni.

A négy különböző időpontban felvett EAG horizontok *6.13. ábra* szerinti összehasonlítása egyértelműen igazolta az iszap gáztartalmának időbeli változását, mely a Balaton esetében látszólag szezonális tendenciákat is mutat. A térképezés legfontosabb konklúziói a következők voltak:

- 1) A Szemesi-medence területén az EAG mélysége és térbeli kiterjedése időben jelentős mértékben változik. A gázfrontok nemcsak szintben tolódnak el, hanem a medence bizonyos részein időről-időre meg is szűnnek, illetve újraképződnek.
- 2) A nyár végi időszakban a gázfrontok általában kiterjedtebbek és átlagosan magasabban helyezkednek el, mint tavasszal. Ez egy évről-évre ismétlődő szezonális változás eredménye, melyet a 2013 őszi és 2014 tavaszi mérések a Tihanyi-félsziget keleti oldalán is szépen megerősítettek.

A *6.13. ábrán* a nyár végén mért adatrendszerek egymáshoz hasonló mélységű sekély gázfrontot jeleznek (a fekete-szürke-barna színek dominálnak, ~0-1,5 m mélység), míg az ettől eltérő, tavaszi adatrendszeren jóval kisebb kiterjedésben és nagyobb mélységben (sárga és zöld színek, ~3-4 m) jelentkezik a gáz.



6.13. ábra: A Szemesi-medence üledékeinek szabad gáztartalmában bekövetkezett időbeli változások 1997 és 2012 között (Visnovitz et al., in press alapján). A) 1997 nyár vége; B) 2003 nyár vége; C) 2011 nyár vége; D) 2012 tavasz. A gázfront mélysége és kiterjedése jól láthatóan változott a megfigyelési időszakon belül. Nyár végén a gáz általában magasabb pozícióban és nagyobb területen volt jelen, mint a tavasszal.

Figure 6.13. Temporary changes in the depth and extent of the „first observed gas front” in the Szemes basin (after Visnovitz et al., in press). A) 1997, end of summer; B) 2003, end of summer; C) 2011, end of summer; D) 2012, late spring. It can be seen that the gas front shows larger extent and higher stratigraphic position at the end of each summer relative to spring in the observation period.

- 3) A gázfrontok szezonális változékonysága mellett az azonos évszakok között is éves különbségek tapasztalhatók. Ezek feltehetően a tó változó hidrológiai állapotával, szezonálisnál nagyobb léptékű klímaingadozásokkal, és az időben változó mikrobiális aktivitással magyarázhatók.

A bemutatott évek közül a gázfront 2003-ban volt a legmagasabban, amikor még a medence közepén felvett szelvény esetében is csak kevesebb, mint fél méterre volt a tófenéktől. A rendkívül sekély mélységben elhelyezkedő gázfront pontos kiterjedése sajnos nem ismert, mert a földtani kutatási céllal tervezett méréseket a gáz jelenlétének észlelése után azonnal felfüggesztették. A gázfront rendkívül sekély mélysége valószínűleg az akkori rendkívül alacsony vízállással és magas víz-hőmérséklettel hozható összefüggésbe (lásd pl.: [Varga & Kravinszkaja 2013](#)), ami minden kétséget kizáróan hatással volt a tó akkori hidrológiai állapotára és a mikroorganizmusok anyagcseréjére is.

6.4. A gázfrontok időbeli változékonyságának elméleti háttere és lehetséges okai

A gázfrontok szezonális változásának megértéséhez vissza kell nyúlnunk a szabad gázbuborékok keltette akusztikus anomáliák fizikai hátteréhez (lásd 6.1.3. fejezet).

Mivel a szeizmo-akusztikus felvételeken megjelenő anomáliákat nem maguk a gázmolekulák, hanem az üledékben jelenlévő szabad gázbuborékok okozzák, az anomália megjelenéséhez két dolog együttes teljesülése szükséges: (1) az üledékben legyen jelen maga a „gáz” (tipikusan CH_4), illetve (2) az adott körülmények mellett a „gáz” koncentrációja haladja meg gázhoz tartozó oldhatósági küszöböt ([Wever et al. 1995](#)).

Az iszapban található gáz koncentrációját az iszapban élő mikroorganizmusok aktivitása (methanogenezis és metán-konsumáció), a mélységből felfelé történő gázmigráció és az atmoszféra irányába történő kigázosodás mértéke szabályozza, míg a tavi üledékek legfontosabb gázösszetevőjeként azonosított metán oldhatósága a sótartalom, a hőmérséklet és a nyomás szerint változik. Ezt az oldhatóságot a Henry–Dalton-törvény írja le ([Abegg & Anderson 1997](#)):

$$C = \alpha(S, T)p \quad (6.2)$$

ahol $\alpha(S, T)$ a Bunsen-együttható, ami a gáz típusától, a víz S sótartalomtól és a T hőmérséklettől függő anyagi állandó, p pedig a folyadékban fellépő nyomás. Feltételezve, hogy az üledékben a gáz koncentrációja állandó, a szabad gáz jelenléte kizárólag az oldhatóság függvénye. A gázfront ilyenkor elméletileg ott fog megjelenni, ahol az oldhatósági görbe

metszi a koncentráció görbét (*túltelítési pont*). Ha gázkoncentráció-profil több kiugró csúccsal rendelkezik, akkor az adott oldhatósági viszonyok mellett egyidejűleg több gázfront is kialakulhat.

Az oldhatóságot befolyásoló tényezők közül a sótartalom a Balaton esetében nem játszik számottevő szerepet, így a hőmérséklet és a nyomás az, ami befolyásolja a szabad gáztartalmat. A p nyomás egy adott helyen elsődlegesen a hidrosztatikus nyomás függvénye, így a terhelő vízoszlop nyomásával együtt az egyre mélyebben fekvő rétegekben egyre nagyobb lesz az oldhatóság. A nyomással ellentétben a T hőmérséklet általában csökken az egyre nagyobb mélységgel, de ez ugyancsak a gázok oldhatóságának növekedését idézi elő. Összességében a gázok oldhatósága egy kvázi-lineáris növekedést mutat a mélység függvényében, melynek abszolút mértékét a p és T szezonális/éves változékonyságából adódó hatások szabályozzák.

A nyomás változása éves szinten a hidrosztatikus nyomás (vagyis a vízszint) szezonálisan változását tükrözi. A Balaton esetében ez durván 2-5-szöröse a rövidtávon jelentkező légnyomásváltozásoknak¹⁰ (KVVM 2015; AMSZ 2015 alapján). A vízszintváltozásból adódó nyomásváltozás általában fokozatosan következik be, de hatása azonnal érvényesül az oldhatóságra nézve. Becsléseim szerint a szezonális vízszintingadozás a Balatonnál mindössze néhány százalékban (max. 4%) módosíthatja az iszapbeli oldhatósági viszonyokat (Visnovitz et al., in press).

A hőmérséklet hatásánál némiképp más a helyzet. Balti-tengeri tanulmányai során Wever et al. (1998) azt tapasztalta, hogy a tengerfenék üledékeiben a havi átlag-hőmérsékletváltozás a léghőmérséklet változásokhoz képest kb. 3-4 hónapos késéssel érvényesül, amit a lassú hőátvitellel magyarázott. A Balaton esetében nyilván nem várhatunk ekkora időbeli eltolódást, hisz a víztömeg és a vízmélység is jóval kisebb. Ugyanakkor a víz és az iszap közötti hőátvitel bizonyítottan késleltetett (MTA Vízgazdálkodási Kutatócsoportja & BME Vízi Közmű és Környezetmérnöki Tanszéke 2015, keszthelyi monitoring állomás adatai). A napi szinten is nagy változékonyságot mutató vízhőmérsékletekhez

¹⁰ Az éves vízszint-ingadozás a Balaton esetében átlagosan 50 cm, ami durván 50 hPa éves szintű változást jelent a hidrosztatikus nyomásban (KVVM 2015). Az átlagos légköri nyomás általában az 1010±15 hPa tartományban mozog, ami ehhez képest rendkívül gyorsan változik. Utóbbiban nem figyelhető meg jelentős éves szintű változás, és a havi átlagok változékonysága is egy nagyságrenddel kisebb, mint a vízszintingadozásból származó érték (AMSZ 2015).

képest az iszap eltérő és állandóbb hőmérsékletű, és nem követi a hullámozás miatt időszakosan felkeveredő víz aktuális hőmérsékletét sem (Németh 2013a). A mélység növekedésével a rövididejű hőmérsékleti ingadozások egyre tompulnak az iszapban, miközben a durva közelítéssel szinuszosan váltakozó éves hőmérsékleti görbe nyári maximumai és téli minimumai időben eltolódnak. Az iszap tehát a vízhez képest kisebb mértékben és némi időkésséssel melegszik fel és hűl le, hasonlóan a balti-tengeri példához. A keszthelyi monitoring állomás adataiból kiderül, hogy az iszap felső 10-20 centiméterében az időkésség néhány naptól néhány hétig terjed. A mélyebb iszaprétegekre nincs megfelelő adat, de bizonyos, hogy ott az időeltolódás valamivel nagyobb, a hőmérséklet-ingadozás pedig kisebb lesz.

A vízi szeizmikus mérésekre használt időszakban (április-október) az iszap felső rétegeiben a hőmérséklet durván 5 és 25°C között változik. Augusztus vége-szeptember az az időszak, amikor az iszap átlagosan már melegebb, mint a felette elhelyezkedő víztömeg.

A fenti adatok alapján becslést végeztem a gázok oldhatóságára az iszap legfelső rétegeiben. Az iszapban belüli kb. 20 °C-os éves hőingadozás a szabad gáztartalomban kb. 50%-os változékonyságot enged meg. Ez az érték a mélységgel várhatóan csökken, de mértékét megbecsülni csak a mélyebb rétegek felmelegedési jellegeinek és ütemének megismerése után lehetne. Ehhez további mérési adatok lennének szükségesek.

Az oldhatóság mellett a szabad gáz jelenlétéhez szükséges másik kritikus tényező a gáz megfelelően magas koncentrációja. A tavi üledékekben leggyakoribb gázkomponenst, a metánt anaerob mikroorganizmusok termelik. Ezek produktivitása elsődlegesen a baktériumtelepek számától és azok aktivitásától függ, amit a hőmérséklet, a pH viszonyok, az elérhető szerves anyag mennyisége és minősége határoz meg. A termelt gáz mennyisége emellett jelentősen függhet a bakteriális biotömeg filogenetikai összetételétől is. A bakteriális gáztermelés általában fokozódik, ha a hozzáférhető szerves anyag mennyisége bizonyos határok között növekszik, vagy ha a limitáló tápelemeket pótoljuk (pl.: Bergman et al. 2000). Különböző típusú tözégeket tartalmazó lápi talajokon végzett kísérletek azt igazolták, hogy a gáztermelés érzékeny lehet a szerves anyagot hordozó szubsztrát (pl.: tözeg) típusára is (Bergman et al. 2000).

A mérsékelt övi környezet sekély, édesvízi tavaiban, tözeges illetve lápos területeken az a tendencia figyelhető meg, hogy a metán termelésében és mennyiségében egy

maximum jelentkezik augusztus hónap második felében. Ez feltehetőleg azzal magyarázható, hogy a nyári vegetációs időszak végén nagy mennyiségben válik hozzáférhetővé szerves anyag (pl.: elpusztult algák), melyre nézve a metanogén bakteriális lebontás lesz a domináns mineralizációs folyamat (pl.: [Sinke et al. 1992](#); [Bergman et al. 2000](#)).

A fenti megállapítással jól egybeesnek a vízi szeizmikus megfigyelések is. A balti térségben [Wever et al \(1995; 1998\)](#) ugyancsak augusztusra teszik a szabad metán-buborék-koncentráció maximumát, bár megfigyeléseik a metán mennyiségének időbeli állandóságát mutatják ki. A gázfront vertikális vándorlását ennek megfelelően a szabad gáz mennyiségének és az oldhatósági küszöb változásában látják, nem pedig a metánt termelő szervezetek változó aktivitásában. A Balaton esetében ugyancsak azt látjuk, hogy a gáz kiterjedése és árnyékoló hatása az augusztus végi időszakban sokkal kiterjedtebb, mint tavasszal vagy nyár elején (*6.13. ábra*). Ez a megfigyelés azonban korántsem magyarázható olyan egyszerűen, mint ahogy azt [Wever et al. \(1998\)](#) tették a Balti-tenger esetében. A balatoni iszapban nyilvánvalóan mind az oldhatóság, mind a metántermelés hatása jelen van. Ezek együttesen határozzák meg az EAG szintjét és térbeli kiterjedését. Az EAG változása a különböző szintek eltolódásában, illetve a gázfrontok felépülésében és szétoszlásban nyilvánul meg.

Az EAG szezonálisan ismétlődő kiterjedését és sekélyebbé válását a jelenlegi eredmények tükrében az alábbi modell segítségével magyarázhatjuk:

A nyár vége felé az iszap felső részében megnövekszik a metán termelődése a nyári plankton és más szervezetek pusztulásából származó szerves anyag hatására. A megnövekedett CH₄ koncentráció, a csökkenő vízszint és az üledékben kissé eltolva jelentkező relatíve magas hőmérséklet mind kedvez a szabad gáz megjelenésének, hiszen nagyobb mennyiségű gáz alacsonyabb oldhatósági küszöb mellett lesz jelen. Az oldhatósági küszöb eltolódása emellett a mélyebb rétegekben jelenlévő gáz szabadgáz-buborékokba történő fázisátmenetét is elősegíti.

A tél folyamán a metántermelés az iszap felső zónájában lelassul, az iszap metán-koncentrációja a hullámmozgás által is segített, felfelé történő kigázosodás révén lecsökken. A hőmérséklet csökkenésével és a vízszint emelkedésével az üledékben helyet foglaló gáz oldhatósága megnövekszik, így az iszap belsejében megrekedt apró gázbuborékok visszaoldódhatnak. A folyamat eredményeképpen tavaszra az iszap felső részében

és az iszapban belüli gázfrontok részben eltűnnek. Ilyenkor a gázos zónák kizárólag a partok közelében és az iszap alsó részében maradnak fent ott, ahol ezt a rétegtani és tektonikai viszonyok lehetővé teszik.

A gázrendszer kialakításában tehát a biológiai és fizikai-kémiai változások egyaránt érvényesülnek, melyek együttes eredményeképpen nem csupán egyetlen jól definiált gázfront vertikális eltolódása valósul meg, hanem különböző gázszintek épülnek ki és tűnnek el az év folyamán. Ez a folyamat határozza meg az EAG tényleges mélységét, térbeli kiterjedését és szezonális változását.

6.5. A sekélygázok eredete és kapcsolata a Balaton és környezetének környezetföldtani és tektonikai jellemzőivel

Mint az előző fejezetekben láttuk, a Balaton alatti üledékekben egy rendkívül bonyolult, több gázszintből álló gázrendszer mutatható ki, mely időben és térben is erősen változik. A gázrendszer változékonyságát alapvetően a gáz koncentrációja és az oldhatósági viszonyok szabályozzák, melyek meghatározott mintázatokat követnek. Az üledék gáztartalma (1) a parttól való távolságtól; (2) a tápláló vízfolyások, ill. a szerves anyag források helyzetétől; (3) a rétegtani viszonyoktól; (4) a mélységi gázfelszivárgás helyétől; és (5) a tő alatti kőzetek tektonizáltságától függ, míg a gázok oldhatósága elsődlegesen a hőmérséklet és a vízmélység szerint változik. Egy rendkívül izgalmas kérdés azonban, még nyitva maradt: *egységes-e, és valójában honnan is származik a balatoni üledékek gáztartalma?*

A kérdés megválaszolásához a gázok két különböző jellemzőjét érdemes vizsgálni: (1) a gázfront rétegtani helyzetét és (2) a gáz kémiai összetételét. Előbbi a gáz keletkezésének mélységéről ad információt, míg utóbbi elsődlegesen a gáz keletkezésének módját határozhatja meg. Mivel a balatoni sekély gázokra vonatkozó kémiai információink rendkívül korlátozottak, a gázok eredetét elsősorban a rétegtani vizsgálatokra alapozva vagyunk kénytelen tárgyalni.

A 6.2.3. fejezetben láthattuk, hogy a balatoni gázfelhalmozódások alapvetően három különböző egységbe, gázszintbe csoportosíthatók (felső, középső, alsó gázszint). Ezek a gázszintek mind megjelenésben, mind időbeli változékonyságukban eltéréseket mutatnak, és különböző mélységekben való elhelyezkedésük azt sugallja, hogy a bennük található gáz eredete is eltérő lehet. Logikai alapon egy adott gázszinthez tartozó gázfront forrása vagy a gázszint mélységében, vagy annak szintje alatt található, így a Balaton

esetében kétféle lehetőség kínálkozik a gázrendszer magyarázatára. (1) Az összes gázfront alulról táplált és felfelé történő migráció révén összekapcsolt vagy (2) a különböző szintekben tapasztalt gázfrontok külön-külön forrásokkal rendelkeznek, melyek alulról felfelé mutató összekapcsoltsága esetleges. A két modell között úgy tudunk választani, ha külön-külön megvizsgáljuk az egyes gázszinteket, és meghatározzuk a bennük felhalmozódó gáz eredetének lehetséges forrásait.

6.5.1. Az iszap felső részében elhelyezkedő gázfrontok eredete

A balatoni iszapgázok kémiai összetételéről csak az iszap felső részére, valamint a parti sávra nézve vannak adataink. Ezek a mérések nagyarányú CH_4 jelenlétét (70-80%) és a gázok biogén eredetét mutatták ki (Csordás et al. 1999; Csermák & Máté 2004; Torkos-Surányi személyes közlése). A gázzal foglalkozó szerzők szerint a gáz termelődését a hozzáférhető szerves anyag mennyisége, a hőmérsékleti viszonyok és az antropogén hatások (kotrás, szennyezés) szabályozzák. Csermák és Máté (2004) Siófoki-medencében végzett vizsgálatai alapján kiderült, hogy a gáztartalom és a gáztermelés térbeli eloszlása nem egyenletes. Az északi parthoz közel mind az üledék gáztartalma (főleg CH_4 és N_2), mind pedig a gáztermelés mértéke nagyobb. A metán jelenlétét a szerzők az északi parttól 1300 m távolságig, míg a déli parttól 750 m távolságig tudták kimutatni, és az északi oldalon a metántartalmat átlagosan 10-15-ször, a metántermelést pedig 30-szor nagyobb-nak mérték. Ezek a megállapítások egybevágnak a szeizmikus megfigyeléseinkkel, melyek alapján a nyár végi időszakokban azt tapasztalhattuk, hogy az északi part környezetében az iszap felső részéhez kapcsolódó gázfrontok sokkal kiterjedtebbek (lásd 6.12. ábra).

A tó jelenlegi hidrológiai állapota mellett a parti zónába koncentrálódó vegetáció és biomassza produkciónak köszönhetően a partközeli régió iszapjának szerves anyagtartalma jóval magasabb (1,7-6%; Csermák & Máté 2004), mint az elsődlegesen mésziszapból álló nyíltvízi üledékeké (0,5-2%; Cserny 1987; Surányi archív adatai az ELTE Geofizikai Tanszéke által 2003-2005 között mélyített mederfúrásokról). Ez a különbség intenzívebb gáztermelést enged meg a partok közelében. A szerves anyag eloszlása azonban aszimmetrikus a különböző partokra nézve, mivel az északias szelek okozta keresztirányú tölengések (*seiche*) a szerves anyagban gazdag finomszemcsés üledékeket az északi, míg a durvább homokot a déli partok közelében halmozza fel (Lóczy 1913). Ez ugyancsak az északi partok magasabb gázsaturáltságát segíti elő.

A tó északi felének és a partközeli régióinak a magasabb szabadgáz-tartalma ugyanakkor nem kizárólag a felső rétegekben zajló metántermeléssel magyarázható. Felfelé történő gázmigráció révén az egész iszap forrásául szolgálhat a felszínközeli rétegek metántartalmának. Ha a bakteriális aktivitás az iszap egészében, területtől függetlenül érvényesül, az iszap összvastagsága és porozitása már fontos tényezővé válik a felszíni metánfluxus kialakításában. Figyelembe véve az 5.3. fejezetben bemutatott iszapvastagság eloszlást (5.11. ábra), amely északon átlagosan 1-2 m-rel nagyobb értékeket mutat a tó középső és a déli parti területekhez képest, a felszíni rétegek mikrobiális aktivitásának meghatározó szerepe már korántsem olyan egyértelmű.

A déli és északi partok közti különbséghez a tó két partja menti eltérő vízmélységek is hozzájárulhatnak (5.9. ábra). A különböző hidrosztatikus nyomás értékek ugyanis az oldhatósági viszonyokra is hatnak. A vízmélység változásából adódóan a déli partoknál a sekély részeket hirtelen követő mélyvíz irányába való átmenet után az oldhatóság nagyjából 15%-kal, míg az északi partok esetében csak kb. 10%-kal növekszik meg. Az 5%-os különbség és a gyorsabb mélységi átmenet, a déli part mentén lokalizáltabb, míg az északi part közelében kiterjedtebb gázos zónák jelenlétét segíti elő.

6.5.2. A partközeli gázanomáliák kialakulásának lehetséges okai

A Seistec™ szelvényeken két különböző partközeli gázanomália-típust azonosítottam, melyek alapvetően a gázfront tényleges mélységében és intenzitásában térnek el egymástól, és általában folytonos átmenetet mutatnak (6.3/A ábra). A partokhoz közel a gázfront közvetlenül a mederfenék-reflexióinál jelentkezik a Seistec™ szelvények felbontásával összemérhető mélységben. Emiatt a gázfronthoz tartozó reflexió számos esetben interferál a mederfenék reflexióval és bonyolult hullámképet mutat. Feltételezésem szerint ez a fajta gázfront ott jöhet létre, ahol az iszap felső részében a tápanyagok és tápelemek nagyobb mennyiségben vannak jelen, és a környezeti feltételek jobban kedveznek a mikrobiális lebontó szervezetek gáztermelésének. A magasabb gáztartalmat a gázos reflexió és a mederfenék közelsége, a relatíve nagy jel-amplitúdó és a gázfront intenzív többszöröződése támasztja alá. Ezt az anomáliatípust tapasztaljuk a kikötők területén és a kotrások után visszamaradt árkokban is, ahol a szennyeződések miatt, illetve a gyorsan akkumulálódó, szerves anyagban dús, laza iszapban fokozott gáztermelődéssre van lehetőség.

A nyílt víz felé befelé haladva a szervesanyag-terhelés fokozatosan csökken, így a mederfenéki gázreflexiók egyre kevésbé lesznek intenzívek. A mederfenék alatt 0,5-1,5 méterrel megjelenő gázfrontok esetében már egy egyensúlyi gázfelhalmozódással van dolgunk. A gázfront szintjét a felette elhelyezkedő laza, kolloidális iszap talpa és az iszaptól származó gázfluxus határozza meg, ami a bakteriális aktivitás és a felfelé történő kigázosodás függvényében szezonálisan változhat. A megfigyelések alapján a parttól távol a szabad gáztartalom már nem olyan nagy, hogy ellensúlyozni tudja a felhajtóerő és a hullámmozgás okozta gázkiszökést a felső szuszpendált iszaprétegből. Emiatt ezeken a helyeken a felső 0,5-1,5 méter általában már anomáliáktól mentes. Ahol mégis találunk nagyobb méretű anomáliát, ott nem a szokványos szervesanyag-forrást kell feltételeznünk. Egy ilyen látványosabb anomália vizsgálatkor például a víz alá merülő bűvár egy, az iszapban megrekedt nádszigetet talált ([Surányi szóbeli közlése](#)).

A Balatonnál az iszap felső részében tapasztalt jellegek nem számítanak egyedinek. [Baltzer et al. \(2005\)](#) hasonló megfigyeléseket tett a partközeli sekély gázszintek vonatkozásában a skóciai fjordok és loch tavak területén végzett Seistec™ mérések alapján. A Balaton legfelső gázszintjére lényegében az ő modelljük alkalmazható. A partközeli, mederfenékhez kapcsolódó erős reflexiókkal jellemezhető gázfrontokat „black shadow” = „sötét árnyékoló gáztakaró” néven írták le a skóciai loch-okban található halgazdaságok („fish farm”) és halfeldolgozó üzemek („fish factory”) környezetében. Az anomáliák jelenlétét a létesítmények extrém szervesanyag-kibocsátásával hozták összefüggésbe. A partoktól távolabbi, sekély mélységben elhelyezkedő gázfrontot „white fringe” = „fehér határzónás gáztakaró” névvel illették, és a kolloidális iszapréteg talpához kötötték. A skóciai fjordok és loch tavak gázfrontjai tehát kiváló analógiát jelentenek a Balaton sekély mélységben elhelyezkedő gázfrontjainak értelmezéséhez.

6.5.3. Az iszap középső részében elhelyezkedő gázfrontok eredete

Az iszapot mélységében mintázó fúrások közzétett vizsgálati adatai azt mutatta ki, hogy a tavi iszap felső 2,5-3 métere szinte kizárólag¹¹ magas karbonáttartalmú mésziszapból

¹¹ A Siófoki-medence északi peremén, a Keszthelyi-öböl és a Szigligeti-öböl déli peremén ez az állítás nem igaz. A Siófoki-medence északi pereménél néhány fúrás sekély (1,5-2,0 m) mélységben tőzegtartalmú rétegeket harántolt. Ezek a fúrások lényegében kívül esnek a vízi szeizmikus leképezés területén, de a közeli szeizmikus szelvények az iszap felső részében jelentkező gázfronthoz kötődő, partközeli gáztakarókkal voltak fedve. A nyugati medencék déli peremén a fenti állítás ugyancsak nem érvényes, mivel itt az iszap teljes vastagsága nem haladja meg a 2 métert (5.11. ábra). Ezeken a területeken, az iszap közepén jelentkező gázfront kialakulására nincs lehetőség.

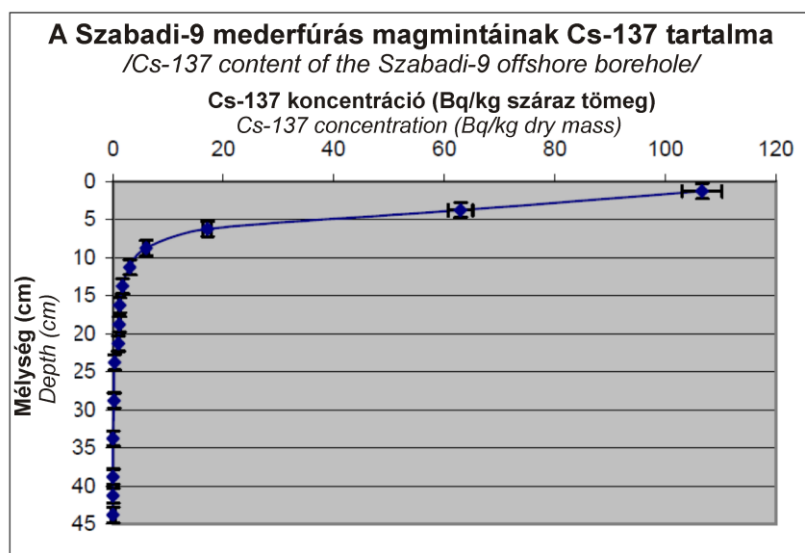
áll, melyben a szerves anyag mindössze 0,5-2 % (Cserny 1987; Surányi archív adatai az ELTE Geofizikai Tanszéke által 2003-2005 között mélyített mederfúrásokról). Ennél magasabb szervesanyag-tartalmú rétegek csak az iszap alsó részében fordulnak elő, ahol különböző vastagságú tőzegrétegek találunk (Cserny 2002). Az iszapban raktározódó szerves anyag, mely a metántermelődés alapját adja, elméletileg úgy gyarapodhat, hogy a jelenleg ülepedő szerves anyag a hullámmozgás vagy bioturbáció hatására keveredni képes a korábban lerakódott iszappal. A Balaton hullámozásának iszapáthalmazó hatását számos kutató jelentősnek tartja, melynek alapja, hogy a parti övezetekben, a kotrási területeken és a strandok környékén látványos iszap-felhalmozódás zajlik. A 2 m-nél mélyebb vizű területeken (ahol a vízi szeizmikus szelvényezések folytak) radioaktív ^{137}Cs izotópos mérések¹² igazolták, hogy az iszap átkeveredése természetes esetben az iszap felső néhány 10 centiméterére korlátozódik (Cserny 2002; Márton et al. 2007).

Az ELTE ^{137}Cs mérései során kapott koncentráció profil alakja (6.14. ábra) erősen hasonlít a bolygatatlan szárazföldi környezetben mérhető görbékre, ahol a ^{137}Cs évtizedek alatt sem jutott lejjebb a felső néhány centis talajrétegnél. A ^{137}Cs csak az iszap felső 25 cm-ében volt kimutató, amit bioturbációs hatásoknak tulajdonítottak. Ez egyben meghatározza az elmúlt 50 évben az átkeveredés maximális mélységét (Márton et al. 2007), amiből arra következtethetünk, hogy az elmúlt 50 év során még a felső tíz centiméter üledék sem keveredett át teljesen.

További nehezen oldódó izotópok eloszlása (pl.:Th) és a MÁFI ^{137}Cs méréseiben egyértelműen felismerhető régebbi koncentráció maximumok (atomcsend előtti év, 1964 és a csernobili baleset éve, 1986) azt is igazolták, hogy az iszap homogenizációja gyakorlatilag sosem valósul meg (Cserny 2002; Márton et al. 2007). Az üledékképződés ezeken a 2 méternél mélyebb vizű területeken lényegében folytonos és zavartalan volt.

Fenti megfigyelések alapján a középső gázszintet nem táplálhatja a frissen ülepedett szerves anyagból származó biogén metán. Következésképpen, a középső iszap gázfrontjait az iszap mélyebb zónáiban mineralizálódó szerves anyagból és/vagy a mélységi forrásokból származó gázok táplálják.

¹² A ^{137}Cs egy mesterséges radioaktív izotóp, ami kizárólag az atomkísérletek kezdete óta (1951) került a légkörbe és ezt követően az üledékekbe. Segítségével a legtöbb tavi környezetben vizsgálható, hogy a tavi üledékek átkeveredése megtörtént-e vagy az ülepékképződés azóta folytonos. Általában 2 diszkrét koncentráció csúcs azonosítható (1964 – az atomcsend megelőző év és 1986 – a csernobili baleset éve), melyek segítségével az ülepedési ráta meghatározására is lehetőség nyílt bizonyos tavi iszapokban (Pennington et al. 1973; Crusius and Anderson 1995; Cohen 2003)



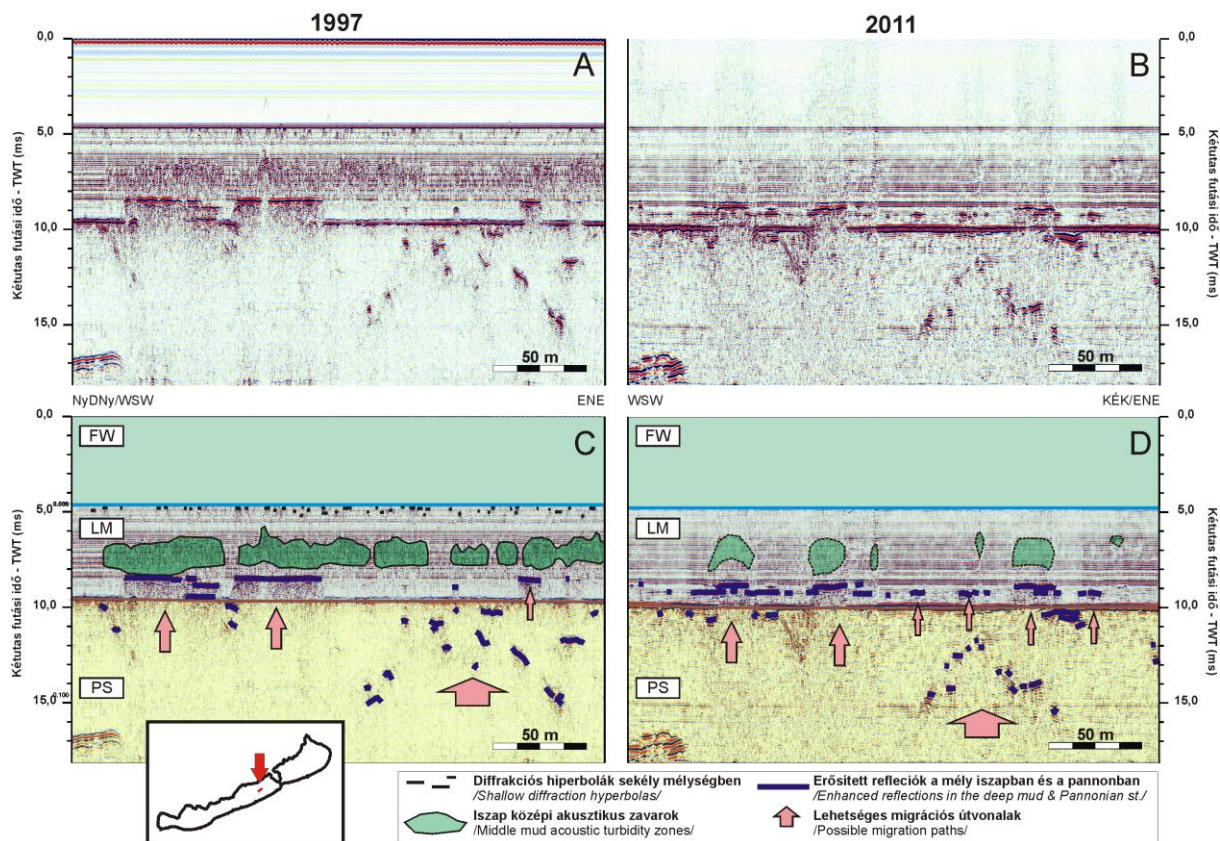
6.14. ábra: A ^{137}Cs izotóp koncentrációja a balatoni iszap legfelső fél méterében (Márton et al. 2007 alapján). Az izotóp mélység szerinti eloszlása a bolygatatlan üledékképződési környezetekre hasonlít, ami arra utal, hogy az elmúlt 50 évben az iszap 25 cm-nél mélyebb átkeveredése sosem következett be.

Figure 6.14. Concentration of ^{137}Cs radionuclide in the uppermost layers of the lake mud (based on Márton et al. 2007). Concentration curve suggests an undisturbed sedimentation in the Siófok basin without any major mixing in the last 50 years

A középső gázszint, az alsó gázszinthez képest egy rendkívül érzékeny és időben erősen változó zóna. A 6.15. ábrán látható, különböző évekből származó, de szinte azonos nyomvonalon futó szelvények szépen illusztrálják a gázszint időbeli változékonyságát, és kapcsolatát a láthatóan sokkal stabilabb alsó gázszinttel. A mélységből érkező oldott CH_4 és/vagy egyéb gázokból kiváló gázbuborékok időnként láthatóvá válnak az akusztikus felvételeken, de jelenlétük alapvetően az oldhatósági viszonyok függvénye.

6.5.4. Az iszap alsó részében elhelyezkedő gázfrontok eredete

A 2012-es tavaszi Seistec™ felmérés szelvényei alapján térképeztem az alsó gázszint térbeli kiterjedését, melynek meghatározásakor figyelembe vettem azokat a területeket is, ahol ez a gázszint sekélyebb gázfrontok által árnyékoltan, de előfordulhat (6.16/A ábra). Ha összevetjük ezt az eloszlástérképet az iszap alsó részében található tőzegrétegek térbeli kiterjedésével (6.16/B ábra), meglepő egyezést tapasztalunk. A pleisztocén tőzegrétegek kiterjedését Cserny et al. (2004) szedimentológiai térképe alapján tudtam megszerkeszteni, amely számos tavi fúrás mellett szeizmo-akusztikus adatokon is alapul. Ennek fényében a 6.16. ábra főbb tanulságait három állításban foglalhatjuk össze:

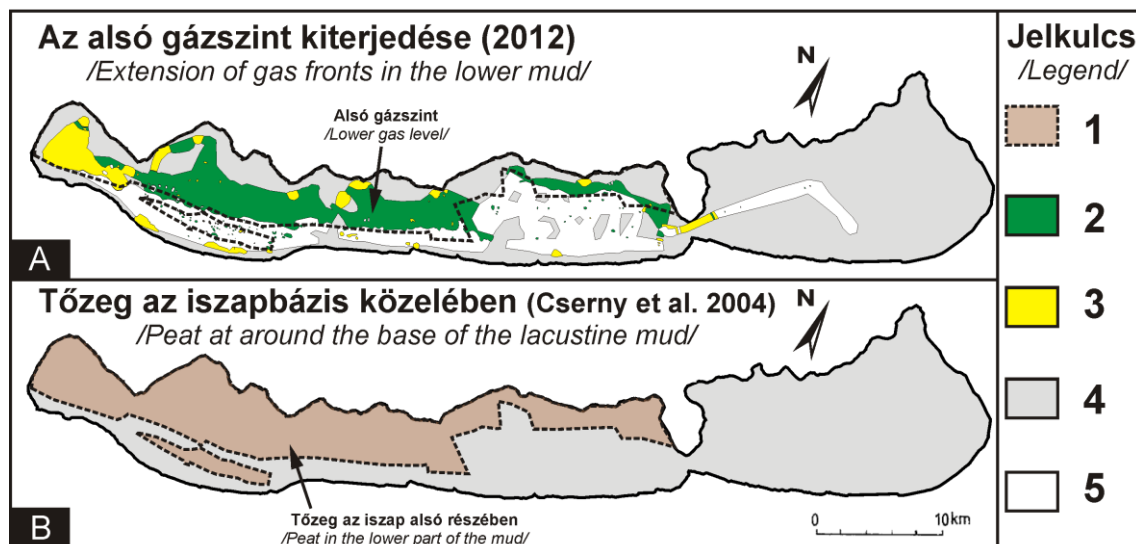


6.15. ábra: A Szemesi-medence üledékeinek gázborítottóságában bekövetkezett változások 1997 és 2011 nyara között. A) 1997-es szelvény; B) 2011-es szelvény; C) Az „A” szelvény értelmezése; D) A „B” szelvény értelmezése. Az iszap alsó részében lévő gázfrontok relatíve kis változékonyságot mutatnak és feltehetőleg a pannon rétegekben azonosítható gázok táplálják őket. A középső gázszint ezzel szemben időben változó mintázatot, akusztikus csillapítást és kiterjedést mutat. Feltételezhető forrása a gázfront szintjénél mélyebbről származik. FW= víz; LM= iszap; PS= pannon rétegek

Figure 6.15. Temporal variation of gas coverage and attenuation between summers of different years in the Szemes basin. A) Profile from 1997; B) Profile from 2011; C) Interpretation of Profile A; D) Interpretation of Profile B. Lower mud gas front shows smaller temporal variation and seem to be supplied by gas upwelling from Pannonian strata. The middle mud gas front is highly variable with changing scattering properties and attenuation. FW= fresh water; LM= lake mud; PS= Pannonian strata.

- 1) A balatoni üledékek alsó részében azonosítható akusztikus jellegek, melyek a tőzeg térképezésének alapjául szolgálhattak, az elmúlt közel 20 év távlatában állandónak tekinthetők, ugyanakkor az 1997 és 2012 között zajlott Seistec™ mérések során számos esetben sekélyebb gázfrontokkal voltak fedve.
- 2) Elfogadva [Cserny et al. \(2004\)](#) térképét, az alsó gázszint jelentős része a tavi üledékek bázisánál települő, felső-pleisztocén (10-13 ezer éves) tőzegrétegek jelenlétéhez köthető. Ennek a tőzegnek a szervesanyag-tartalma forrásul szolgálhat az iszap mélyén található gázfrontok kialakításához, míg porózus szerkezete csapdázhatja a helyben termelődő vagy mélyebbről érkező gázokat.
- 3) A Szigligeti-medence déli részén elkülönülő zóna [Cserny et al. \(2004\)](#) térképén tőzeg jelenlétét jelezi, ugyanakkor a Seistec™ műszerrel észlelt gázfrontok ezen a területen nem folytonosak. Az 5.2.3. fejezetben leírtak alapján a tőzeg ezen a területen csak lokalizált mélyedésekben van jelen (5.7.-5.8. ábra, [Visnovitz & Horváth 2013](#)), melyek a tó kialakulása előtti vízfolyások hátrahagyott morotvatavaihoz köthetők. A tőzeg tehát itt is jelen van, de nem egy kiterjedt réteg formájában, ahogy azt [Cserny et al. \(2004\)](#) adatai jelzik, hanem az egykori medervonalat követő pászta mentén, melynek nyomvonalát az iszap bázisánál jelentkező gázfüggönyök eloszlása is követi (6.12. ábra).

[Cserny et al. \(2004\)](#) térképe a Siófoki-medence területén nem jelez tőzegrétegeket a tavi üledék mélyebb rétegeiben. A Tó-5, Tó-7, Tó-8 fúrások rétegsorai azonban a medence északi részén tőzegtartalmú rétegeket tüntetnek fel, melyek korát [Cserny \(2002\)](#) meg is határozta. Sajnos a fenti fúrások egyike sem harántolta a teljes tavi rétegsort, így nincs lehetőségünk a fúrás megbízható illesztésére a szeizmikus adatokhoz. Ugyanakkor, a Seistec™ felvételeken rendkívül hasonló gázfrontok észlelhetők ezen a területen is, mint amit a nyugati oldalon a tőzeg jelenlétéhez tudtunk kapcsolni. Ezért az akusztikus adatok alapján azt lehet feltételezni, hogy a pleisztocén-végi tőzégképződés a Siófoki-medencére is kiterjedt, mégpedig egy, az északi part közelébe korlátozódó néhány kilométer széles sávban. Ennek a tőzegrétegnek a pontos térképezését a jelenlegi adatrendszeren nem valósítható meg, mivel a szelvények többségén a sekély mélységben elhelyezkedő gázfrontok kitakarják a tőzeghez kapcsolható alsó gázszintet.



6.16. ábra: Az alsó gázszint kapcsolata az iszap alsó részében azonosítható tőzegrétegekkel ([Visnovitz et al., in press](#)). A) Az alsó gázfront kiterjedése a 2012 tavaszi szelvényezés alapján; B) Az iszap alsó részében települő felső-pleisztocén tőzegttestek feltételezhető térképi helyzete [Cserny et al. \(2004\)](#) szedimentológiai térképe alapján. 1= Tőzeg előfordulások az iszap alsó részében; 2= Leképezett alsó gázszint; 3= Az alsó gázszintet magasabb pozíciójú gázfrontok árnyékolhatják; 4= Az alsó gázszint hiányzik; 5= Nincs adat.

Figure 6.16. Connection between the lower gas level and Pleistocene peat layers in the lower mud ([Visnovitz et al., in press](#)). A) Extent of the lower gas level based on acoustic survey 2012, spring; B) Distribution of Pleistocene peat in the lower mud layers derived from the sedimentological map of [Cserny et al. \(2004\)](#). 1= Peat deposits in the lower part of the mud; 2= Places, where the lower gas level is mapped; 3= Places, where lower gas level may be masked by shallower gas fronts; 4= The lower gas level is missing; 5= No data from survey.

Mint fentebb láttuk, az alsó gázszinthez kapcsolódó kiterjedt gázfrontok eredete a tó korai stádiumának lápi üledékképződésével viszonylag könnyen magyarázható. Ezzel szemben, az *iszapbázisnál jelentkező gázfüggönyök* (6.3/F ábra), és a *pleisztocén rétegekben belüli akusztikus szóródási zónák* (6.3/G ábra) többnyire nem követik a tőzeg eloszlását. Ebből következik, hogy az alsó gázszint gázfrontjainak egy, a tőzeg jelenlététől független, másik forrása is van. A tőzeghez nem kapcsolható gázfelhalmozódások többnyire a *pannon migrációs mintázatok* (6.4. ábra) közvetlen környezetében jelentkeznek, ami azt a munkahipotézist támasztja alá, hogy gáztartalmukat a felszín alatti vizekkel érkező oldott és szabad gáz biztosítja. A szeizmo-akusztikus megfigyelések alapján ezek a tó alatti feláramlási zónák olyan geológiai és a tektonikai szerkezetek által is kontrolláltak, melyek képesek befolyásolni az iszap alsó rétegeinek szabad gáztartalmát (lásd pl.: 6.4. és 6.10. ábrák).

A Somogyi-dombok és a Dunántúli-középhegység karsztos rendszerei között elhelyezkedő Balaton ideális megcsapolódási zónát jelent a régióban beszívargó vizek szá-

mára. A felszín alatti vizek megcsapolódását a tó alatt és környékén több tény is megerősíti. [Lóczy \(1913\)](#) számos forrást említ a tó mentén, melyek elsősorban a perm-i vöröshomokkő rétegekből, illetve a Dunántúli-középhegység triász, jura és középső-miocén (szarmata) korú karbonátos kőzeteiből fakadnak, és általában széndioxid-tartalmú savanyúvizeket hoznak a felszínre. Lóczy beszámolója szerint a vizek egy része már a tó területén csapolódik meg. A víz alatti szivárgások helyén a tó általában télen sem fagy be, jelezve a felszín alatti víznek a Balaton vizénél valamivel magasabb hőmérsékletét és eltérő kemizmusát. Egy 2005-ös műholdképen (6.17. ábra; [Timár & Kern 2005](#)) a befagyott Balaton jegén, számos helyen a jég kivékonyodása látható. [Lóczy \(1913\)](#) beszámolója alapján ezeket a sötétebb foltokat a felszín alatti szivárgásokhoz is kapcsolhatnánk. Helyzetüket összevetve a vízi szeizmikus szelvényeken azonosított gázindikációkkal (6.12. ábra, piros csillaggal jelölt helyek) a korreláció nem egyértelmű, de a két mintázat több helyen is hasonlóságokat mutat. Legszembetűnőbbek a Keszthelyi-hegység előterében, a Szemesi-medence belső területein és a Tihanyi-félsziget keleti oldalánál található foltok, de találunk kevésbé befagyott helyeket a Szigligeti- és Szemesi-medencék határán és Füzfői-öböl környezetében is.



6.17. ábra: A Balaton jege 2005 márciusában ([Timár & Kern 2005](#)). A tó jégtakarója láthatóan nem egy-séges, a vékonyabban jéggel fedett területeken (sötétebb foltok) felszín alatti vízfeláramlás sejthető.

Figure 6.17. Ice coverage of Lake Balaton in March of 2005 ([Timár & Kern 2005](#)). At places where the ice is missing or its thickness is visible reduced (darker patches) we can assume groundwater discharge zones below the lake.

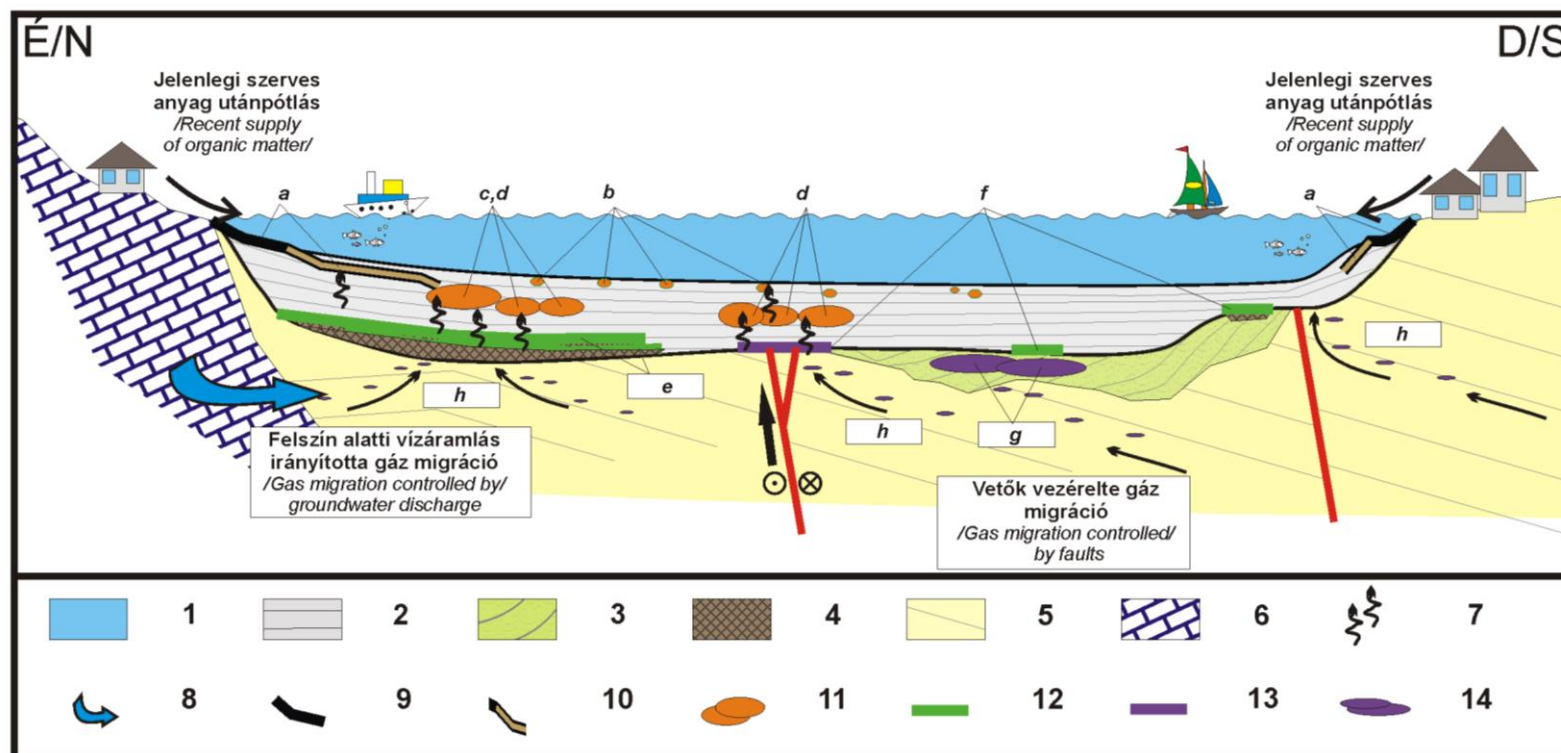
A Balaton alatti idősebb aljzatot különböző korú és típusú kőzetek építik fel, melyek a vízi szeizmikus szelvények alapján általam térképezett neotektonikus vetőrendszerhez (lásd 4. fejezet) hasonló lefutású mélyszerkezet mentén érintkeznek ([Haas et al.](#)

2010). A paleozoós fillit és a vöröshomokkő/karbonátos összletek találkozási kiváló feltételeket teremt a mélységi vizek feláramlásához (Lóczy 1913), melyek később a durvább szemcsés pannon rétegek, illetve a pannont harántoló vetők mentén a felszínre juthatnak (pl.: 6.4 és 6.10. ábra). Mindezek fényében úgy tűnik, hogy azoknak az iszap alsó részében található gázfrontoknak az eredetére, melyek a tőzeg előfordulások alapján nem magyarázhatók, rendkívül plauzibilis egy olyan modell, mely a tó alatt megcsapolódó, széndioxid-tartalmú réteg- és karsztvizekkel magyarázza a gáz jelenlétét. Ezt a megcsapolódást a tektonika kétféleképpen is befolyásolja: (1) a vetők mentén kialakuló nagyobb permeabilitású zónákon keresztül megvezetheti a vizeket; illetve (2) hidraulikus gátakat alkotva a felszín alatti vizet feláramlásra kényszeríti a vetőzóna környezetében. Előbbi szituáció a Siófoki-medence északi felében, illetve a Szemesi-medence belső területein egyértelműen jelen van (Darai 2006; Visnovitz et al. 2015; Visnovitz et al., in press), míg utóbbi a Balaton alatt futó vetőrendszer déli oldalán (Balatonvilágos, Balatonföldvár) fordulhat elő.

6.6. A balatoni sekélygáz-rendszer elvi modellje az új megfigyelések tükrében

A balatoni sekélygázok vizsgálata során 8 alapvető anomália típust definiáltam (*a-h* típusok), melyek 3 különböző gázszintbe (*felső-középső-alsó*) sorolhatók. Megfigyeléseim alapján ezeknek a gázszinteknek a kialakulását, térbeli-időbeli struktúráját különböző környezeti tényezők (hőmérséklet, vízmélység, mikrobiológiai aktivitás, hozzáférhető szerves anyag, befolyó vizek hordalék- és tápanyag-összetétele, üledék porozitása, felszín alatti vízáramlások, antropogén szennyezés, kotrás, stb.) segítségével lehet magyarázni. A különböző gázanomáliák relatív helyzetét, feltételezett forrásait (recens szerves üledékek, az iszap szerves anyag tartalma, pleisztocén tőzegrétegek, felszín alatti vízáramlások gáztartalma) és egymáshoz való viszonyát (lentről felfelé mutató migrációs kapcsolat) a 6.18. ábrán látható elméleti modellben foglaltam össze.

Az É-D irányítottságú elvi szelvényen megjelennek a balatoni sekélygáz-rendszer általam megfigyelt legfontosabb tulajdonságai (többrétegűség, a gázfront fokozatos mélyülése és felszabdálódása a nyílt víz felé, az északi parti gázfront kiterjedtebb volta a déli parti korlátozott gázelőfordulásokhoz képest), valamint a gázrendszer kapcsolata a tó északi oldalán elhelyezkedő karsztvidékkel és a tó alatti szerkezeti elemekkel.



6.18. ábra: A Balaton alatti gáz-rendszer legfontosabb jellegzetességeit összefoglaló elméleti diagram (Visnovitz et al., in press). Jelmagyarázat: 1= víz; 2= tavi iszap; 3= pleisztocén folyóvízi összlet; 4= pleisztocén tőzeg; 5= pannon rétegek; 6= mezozoós karbonátos aljzat; 7= kigázosodási és migrációs utak; 8= a mezozoós karbonátos víztartók megcsapolódása a tó felé; 9= partközeli kiterjedt gázfrontok a mederfenék közvetlen közelében; 10= időben változó partközeli gázfrontok az iszap felső 1 méterében; 11= szezonálisan változó szabadgáz-zónák az iszap felső és középső részében; 12= tőzeg jelenlétéhez köthető mély gázfrontok; 13= mélyből származó gáz alakította gázfrontok; 14= gázfelhalmozódások a pleisztocén folyóvízi üledékekben.

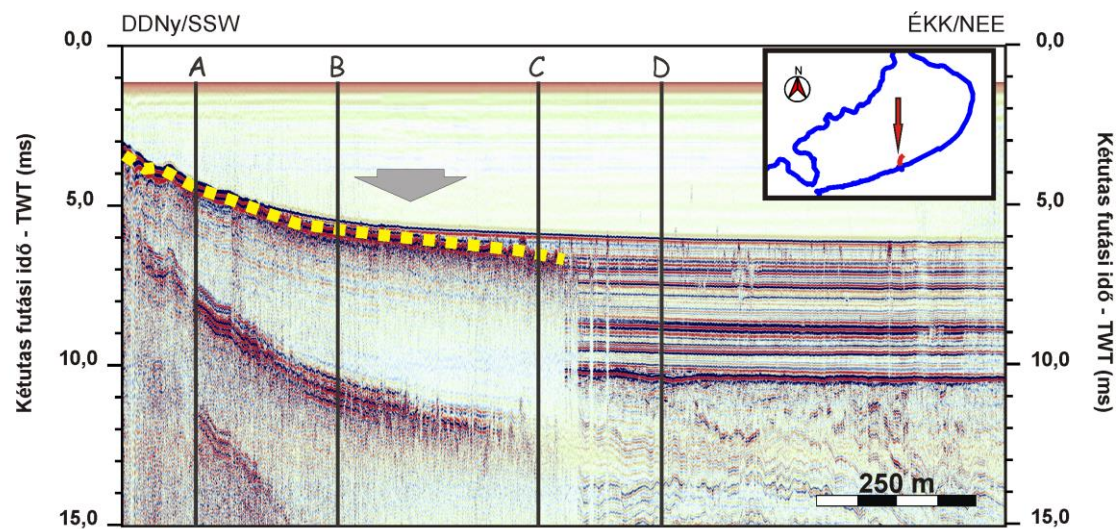
Figure 6.18. Summary diagram showing the general characteristics of the shallow gas system in sediments below Lake Balaton (Visnovitz et al., in press). Legend: 1= water; 2= lacustrine mud; 3= Pleistocene fluvial strata; 4= Pleistocene peat; 5= Pannonian strata; 6= Karstic (Mesozoic) basement; 7= Outgassing and migration; 8= Discharge from Mesozoic aquifer; 9= Nearshore extensive gas fronts at the lake bottom; 10= Time-varying nearshore gas fronts in the uppermost 1 m of the mud; 11= Seasonably variable middle and upper mud gas zones; 12= Peat related deep gas fronts; 13= Gas fronts with deeper origin; 14= Gas accumulations in Pleistocene fluvial sediments.

A 6.18. ábrán bemutatott modellben szereplő gáz-előfordulások mélységi viszonyai és térbeli struktúrája jellegzetes változékonyságot mutat időben. Ennek az időbeli változékonyságnak a részletes leírása azonban kizárólag a vízi szeizmikus megfigyelések alapján nem lehetséges. A rendelkezésre álló szeizmikus adatok ugyanakkor jó alapot nyújtottak egy olyan kvalitatív modell felállításához, mellyel a gáz mennyiségi- és oldhatósági viszonyainak pontos számszerűsítése nélkül, a gázrendszert alkotó gázfrontok mélységében és kiterjedésében bekövetkező relatív változásokat meg lehet magyarázni.

Ez a modell három alapvető megfigyelésen alapul, melyeket az ezt megelőző fejezetekben részletesen tárgyaltam:

- (1) A balatoni iszapban található gáz forrása elsődlegesen az iszap szervesanyag-tartalmából képződő biogén metán, másodlagosan a mélységi feláramlásból származó gázok (pl.: CO_2). A tó hidrológiai állapotából adódóan a fenti két forrásból származó fluxus, mely az iszapbeli gázkoncentrációkat meghatározza, a parti zónától a nyílt vízi irányába fokozatosan növekszik (lásd 6.3.1. fejezet).
- (2) A gázok oldhatósága az iszap mélyebb rétegei felé haladva a hidrosztatikus nyomás emelkedése és a hőmérsékletváltozás hatására fokozatosan növekszik. Ez a növekedés első közelítésben közel lineárisnak tekinthető (lásd 6.4. fejezet).
- (3) Az iszapban jelenlévő szabad gázok általában egy, kettő vagy három gázszintben jelentkeznek. Ezekben a szintekben a mélységgel folytonosan növekvő oldhatóság mellett a környező rétegeknél magasabb gázkoncentrációkat (koncentráció-csúcsokat) kell feltételeznünk (lásd 6.4. fejezet). A gázszintek kialakításáért felelős tényezők a vízi szeizmika alapján egyértelműen nem azonosíthatók. Mélységük egyaránt lehet litológiaiilag kontrollált vagy a mikroorganizmusok élettevékenysége által meghatározott. A gázzal túltelített szintek között a gázátvitelt két fizikai folyamat biztosíthatja: a gázokat felfelé szállító buborékmigráció és a gázfrontok alatt és felett folytonos koncentráció-átmenetet biztosító folyadék fázisú molekuláris diffúzió.

A vízi szeizmikus szelvényeken végzett megfigyelések alapján a több szintben megfigyelt gázfrontok 4 különböző szituációt reprezentálnak (6.19.-6.22. ábra), annak megfelelően, hogy az adott területen a 3 gázszint közül melyek lehetnek jelen. A gázfrontok kiterjedését és a gázszintek pontos számát az oldott gáz koncentrációjának a nyílt víz irányába mutató csökkenési üteme határozza meg. Az első azonosítható gázfront (EAG)



6.19. ábra: Egyrétegű elvi modell a balatoni gázszintek időbeli és térbeli változékonyságának szemléltetésére. A példaszelvényen látható partközeli sekély gáz front a nyílt víz felé fokozatosan kimélyül, mely a kezdetben növekvő hidrosztatikus nyomás mellett a fokozatosan csökkenő gáz fluxus eredménye. A szabad gáz zóna tényleges mélységét és vastagságát a gáz koncentráció (kék vonal) és az oldhatósági görbe (szaggatott vonal) szezonális ingadozása határozza meg egy adott helyen (A-D).

Egyrétegű elvi modell/ One-level theoretical model

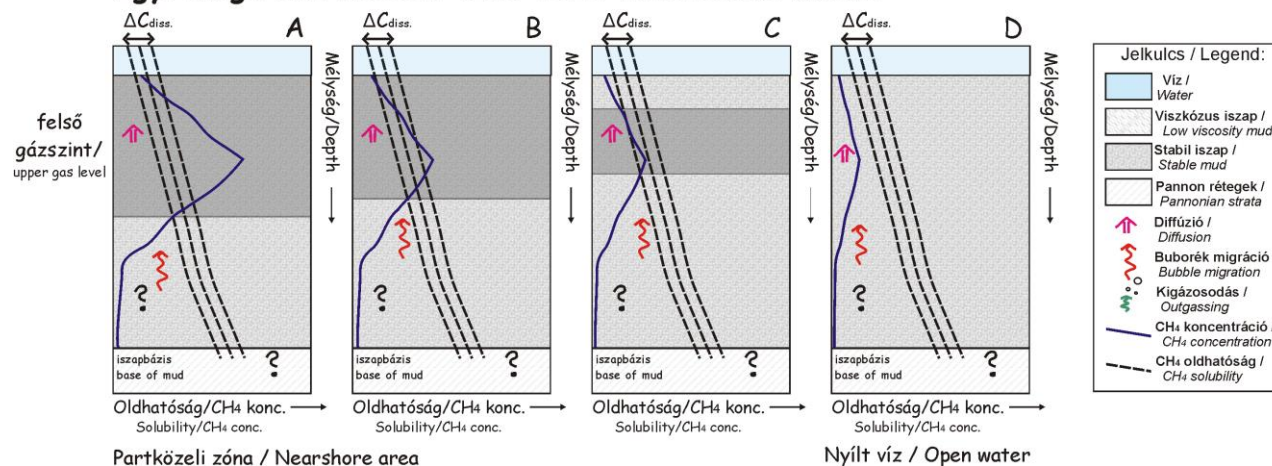
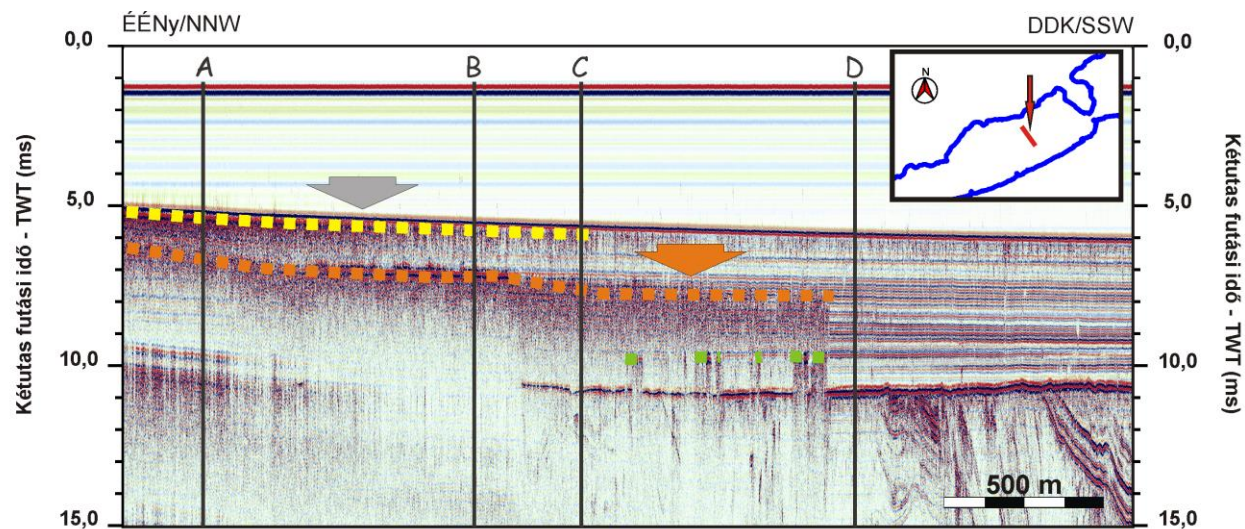


Figure 6.19. One-level theoretical model to explain temporal and spatial variation of the gas levels in sediments of Lake Balaton. Acoustic image shows a nice example for the gradual descend of a nearshore gas front in direction of open water. Increase in depth of the gas front is a result of higher water depth and gradual decreasing gas flux further from the shores. Actual depth, and thickness of the zone filled with free gas is the function of gas concentrations (blue line) and seasonal variation of the gas solubility (dashed line) at a certain place (A-D).



6.20. ábra: Kétrétegű elvi modell a balatoni gázzsintek időbeli és térbeli változékonyságának szemléltetésére. A példaszelvényen a felső és középső gázzsint egyidejű létezése látható, melyet az iszapban található két gáz koncentráció csúccsal lehet magyarázni. A szintek fokozatos átmenetét, felszakadozását és kimélyülését a nyílt víz felé (A-D) fokozatosan csökkenő gáz fluxus alakítja ki, melynek szezonális változása az oldhatóság (szaggatott vonal) függvénye.

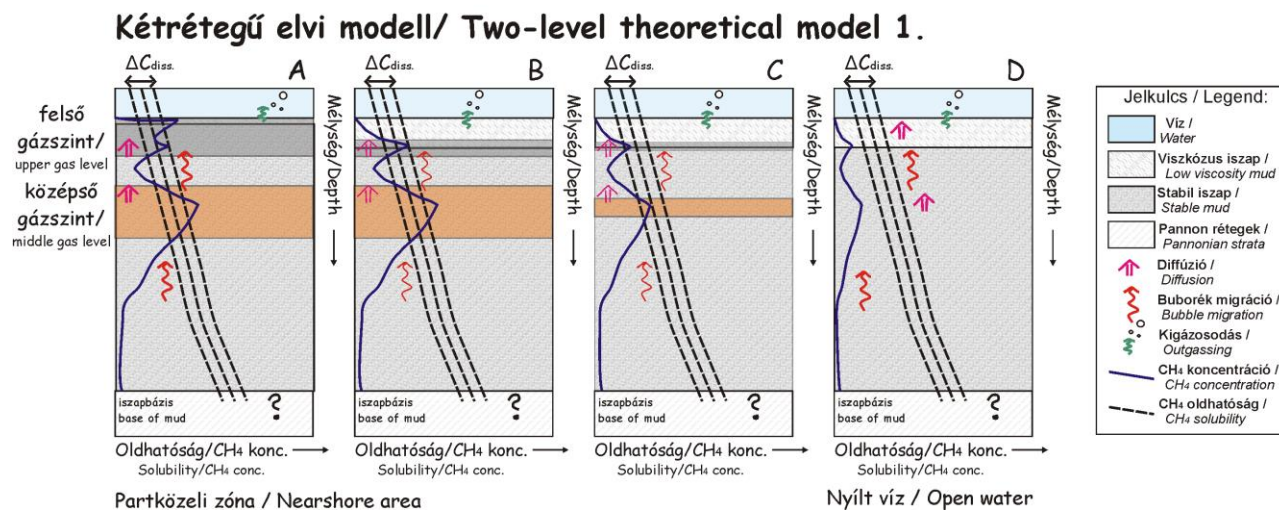
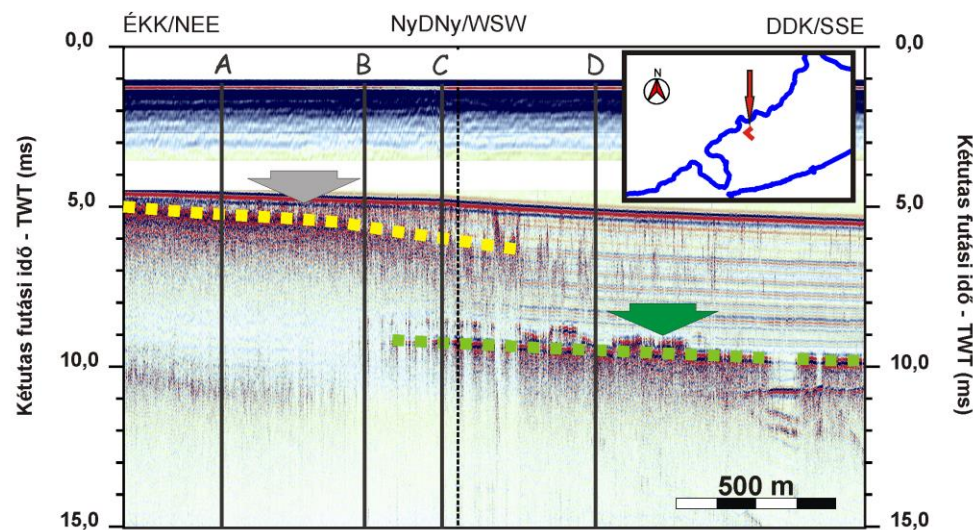


Figure 6.20. Two-level theoretical model to explain the temporal and spatial variation of the gas levels in sediments of Lake Balaton. Acoustic image shows the co-existence of the upper and middle gas levels that are related to two gas concentration peaks in mud (see blue line). Gradual transition, fragmentation and deepening of the gas fronts towards open water (A-D) is related to the decrease in gas flux and the seasonably variable solubility (dashed line).



6.21. ábra: Kétrétegű elvi modell a balatoni gázzintek időbeli és térbeli változékonyságának szemléltetésére. A példaszelvényen a felső és alsó gázzint egyidejű létezése látható. A felső szint fokozatos eltűnésével (lásd 6.19. ábra, egyrétegű modell) az alsó gázzint időben állandó gázfrontja láthatóvá válik. Utóbbi a vízi szeizmikus kutatások alapján mélységi gázfeláramláshoz, vagy az iszap alsó részében található tőzegréteghez köthető.

Kétrétegű elvi modell/ Two-level theoretical model 2.

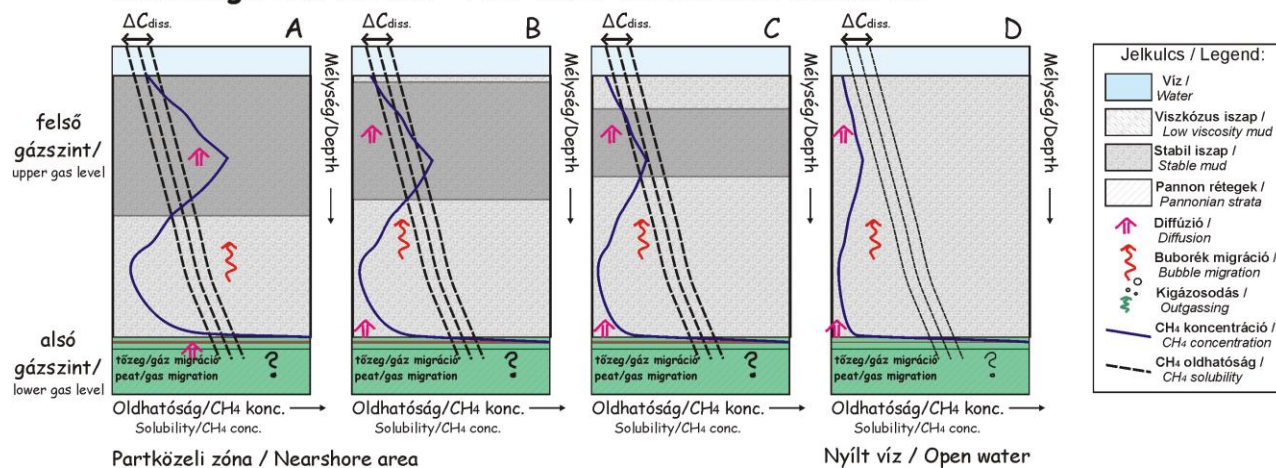
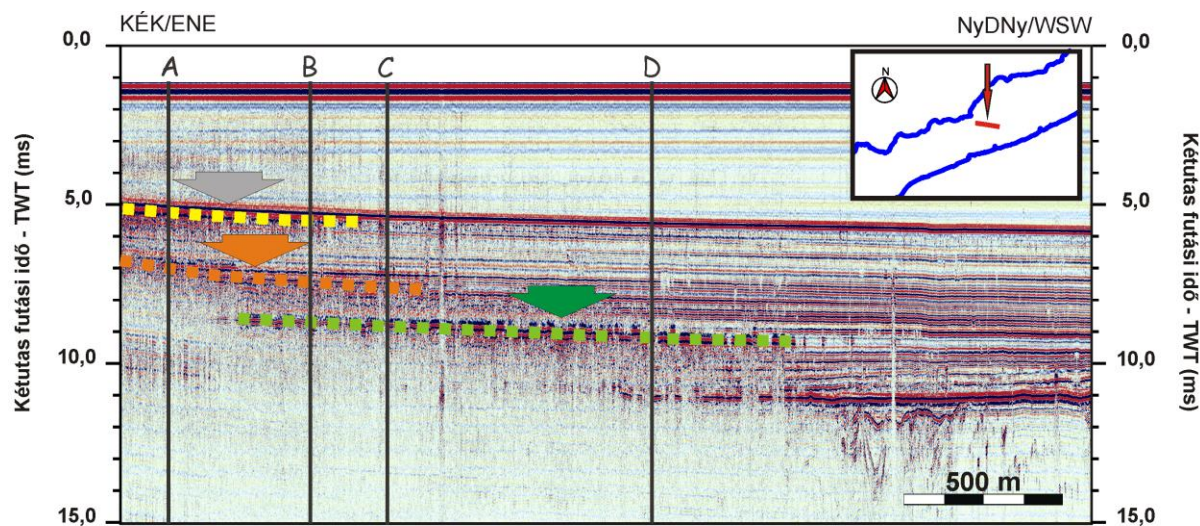
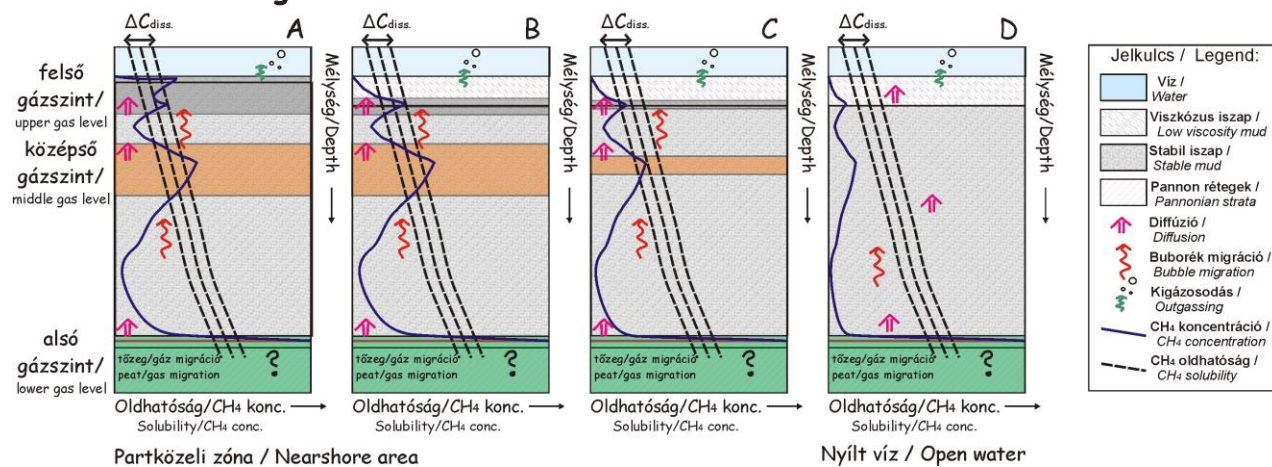


Figure 6.21. Two-level theoretical model to explain the temporal and spatial variation of the gas levels in sediments of Lake Balaton. Acoustic image to the top show the co-existence of the upper and lower gas levels. The temporary stable lower level becomes visible with the gradual disappearance of the upper one (see Figure 6.19.) and it is related to deep gas migration and/or Pleistocene peat deposits in the lower part of the mud.



Háromrétegű elvi modell/ Three-level theoretical model 1.



6.22. ábra: Háromrétegű elvi modell a balatoni gázszintek időbeli és térbeli változékonyságának szemléltetésére. A példaszelvényen a 3 különböző gázszint egyidejű létezése és egymásba való átmenete látható, mely a 6.20. és 6.21. ábrán szemléltetett situációk kombinációjaként állhat elő. A felső két szint fokozatos eltűnéséért (A-D) a nyílt víz irányába csökkenő gáz fluxus és koncentráció (kék vonal) felelős, míg az alsó gázfront helye mélységi feláramlásokhoz és a tőzeg jelenlétéhez kötött. A rendszer térbeli és időbeli variációját az oldhatóság (szaggatott vonal) függvénye.

Figure 6.23. Three-level theoretical model to explain the temporal and spatial variation of the gas levels in sediments of Lake Balaton. Acoustic image to the top shows the co-existence of all three gas levels that is a result of the combination of the situations in Figures 6.20. and 6.21. The gradual disappearance of the upper two levels (A-D) is the result of decreasing gas flux and concentration (blue line), while stable lower gas level occurs at places where Pleistocene peat and upward migration of deep origin fluids can be assumed.

mélysége elsődlegesen az egyes szintek jelenlététől, illetve hiányától függ. Ezt a mélységet kis mértékben módosíthatja az oldhatósági görbe szezonális változékonysága (szagatott vonallal jelölt határok között), mely egyben meghatározza a szabad gázt tartalmazó réteg vastagságát is. Utóbbi bizonyos esetekben előidézheti a gázsint időszakos eltűnését, vagy épp térbeli kiterjedését egy adott helyeken.

A parttól távolodva az iszapbeli gázkoncentrációk csökkennek, és a gáz oldhatósága kis mértékben növekszik. Ennek megfelelően a gázsintek fokozatosan eltűnnek, számuk lecsökken. Mivel az oldhatóság általában lefele növekszik, az egyre mélyebb pozícióban jelenlévő gázsintekhez egyre nagyobb koncentrációk fognak tartozni.

A 6.19-6.22. ábrán látható, hogy a gázos zónák pontos térbeli eloszlása nagymértékben függ a koncentrációgörbe lefutásától is. A koncentráció–mélység profil elsődlegesen a litológiától és a mikroorganizmusok aktivitásától függ, de a diffúziós és migrációs folyamatok is módosíthatják. Az iszapban termelődő CH_4 fluxusának változása ugyancsak módosítja a gázrendszer képét. A CH_4 termelésében bekövetkező visszaesés vagy a CH_4 fokozott konsumációja hasonló változásokat indukálhat egy adott pontban, mint amit akkor figyelhetünk meg, ha egy adott időpillanatban a partok felől a nyílt víz irányába mozdulunk el. Fordítva, a gáztermelés fokozódása vagy a fogyasztás csökkenése egy parthoz közelebbinek megfelelő szituáció felé tolja el a rendszert.

A fenti modell fényében könnyen érthetővé válnak azok a szezonális változások is, melyeket a vízi szeizmikus szelvényeken az 1993-2012-es időszakra vonatkozóan megfigyeltem. Mindazonáltal, a gázrendszer pontos megértéséhez további mikrobiológiai, geokémiai és geofizikai mintavételezésre lenne szükség. Ezeknek a mintáknak a vízi szeizmikus adatokkal összehangolt kiértékelése, úgy vélem, a jövő egyik érdekes és sok újdonságot ígérő feladata.

A balatoni iszap sekélygáz-rendszerével kapcsolatos új megfigyeléseimet és eredményeimet dolgozatom végén (**7. fejezet**) 3 tézisben, a **7-9. tézispontok**ban foglaltam össze.

7. Az értekezés új tudományos eredményei, tézisek

A Balaton alatti pannon rétegsorral kapcsolatos tézisek:

1. tézis

A szeizmikus adatok alapján a Balaton alatti több mint 200 méter vastag pannon rétegsort egymással közel párhuzamos diszkordancia felületek tagolják, melyek között progradáló lejtőépülés figyelhető meg. Az ultranagy felbontású szelvényeken ezek a felszínek jól térképezhetők, és összhangban Sztanó & Magyar (2007) megfigyelésével negyed- és ötödrendű paraszekvencia határokként azonosíthatók. A regionálisan követhető határok mentén a rétegsor nagyobb hierarchiájú tagolása is lehetséges. Ezeket az egységeket Sztanó et al. (2013a) munkája nyomán egymást követő deltaciklusok termékeiként értelmezhetjük. A nagyfelbontású szeizmikán 3 nagyobb, és több kisebb deltaciklus termékei követhetők, melyek a Dunántúli-középhegység déli előterében egy Ny-K irányba építkező feltöltődési rendszert hoztak létre a kelet felé fokozatosan emelkedő egykori aljzat felett. Adataim alapján a fenti feltöltődési irányok egy oldalirányba kiterjedő hatalmas deltarendszerrel magyarázható, mely a pannóniai korszakban már létező középhegységi aljzatmagaslat déli előterében építkezett.

2. tézis

Fúrési adatok vizsgálata alapján arra jutottam, hogy a fenti deltarendszer részei az ún. pannon „medenceperemi” litosztratigráfiai egységekkel (Száki Formáció, Somlói Tagozat, Tihanyi Tagozat) korrelálhatók. Eredményeim azt mutatják, hogy a Balaton környéki Somlói Tagozat rétegei a térséget feltöltő korai deltaciklusok lejtőanyagával, míg a Száki Formáció rétegei ugyanezen delták lejtőlábi rétegsorával azonosíthatók. A Tihanyi Tagozat rétegeinek elterjedése a fenti ciklusok fedőrétegeivel és a későbbi vékonyabb deltaciklusok anyagával mutat jó egyezést.

A Balaton alatti nyírási zónával kapcsolatos tézisek:

3. tézis

A Balaton alatti pannon rétegeket harántoló vetőket térképezve megállapítottam, hogy a tó alatti szerkezetek mentén a vertikális elmozdulások mértéke erősen limitált, néhány decimétertől tíz-tizenöt méterig terjed. A tó alatt nyomozható finom szerkezetek egy számos vetőszegmensből álló bonyolult szerkezeti zónához tartoznak, amely a tó Siófoki- és Szemesi-medencéjében egyaránt követhető. A térképezett vetőket klasszikus szerkezeti modellekkel és analóg modellkísérletek eredményeivel összevetve igazoltam, hogy a Balaton alatt egy balos nyírási zóna húzódik, melyen belül a másodlagos szerkezeti elemek összekapcsolódásával ún. duplex szerkezetek jöttek létre. A leglátványosabb ilyen szerkezetet a Szemesi-medence aljzatában sikerült azonosítanom.

4. tézis

A Balaton alatt térképezett vetőmintázat és analóg kísérletek összehasonlítása alapján tisztáztam, hogy a Balaton alatti vetőrendszerhez kapcsolódó horizontális elvetések erősen limitáltak. A Szemesi-duplexen átmenő többcsatornás szelvények és a Balaton-vonal szerkezeti vizsgálat alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a zóna menti horizontális elmozdulás mértéke nem haladhatja meg a néhány 100 métert.

A Balaton alatti kvarter üledékekkel kapcsolatos tézisek:

5. tézis

A térség negyedidőszaki fejlődése során két különböző környezeti állapotot azonosítottam. Ezek közül a fiatalabb a Balatonhoz, míg az idősebb, a tavat megelőző folyóvízi állapothoz kapcsolódik. Munkám során bemutattam a fenti környezetekhez tartozó rétegek szeizmikus képét, és térképeztem a kapcsolódó üledékek vastagságát és térbeli kiterjedését is. Megfigyeléseim egy olyan prebalatoni folyórendszer létezését támasztják alá, melynek felhagyott medreiben a pleisztocén kor végén tőzegképződés is zajlott.

6. tézis

A követett iszapreflexiók és térképek segítségével igazoltam, hogy a Balaton nyugati medencéinek déli peremén egy pleisztocén korú tóterasz húzódik. Utóbbi perem elöntése csak a holocén során, az egységes víztükör kialakulásának kései fázisában valósult meg. A szeizmikus szelvények alapján az elöntésben a tavi vízszint megváltozása mellett fontos szerepe volt a Dunántúli-középhegység kiemelkedésének is.

A balatoni iszap gázrendszerével kapcsolatos tézisek:

7. tézis

A balatoni iszap vizsgálata során részletekbe menően foglalkoztam az iszapban található sekély gázokkal. Vizsgáltam és csoportosítottam a gázok keltette szeizmikus anomáliákat, melyeket szeizmikus képük és iszapban elfoglalt helyzetük alapján 8 fontosabb anomália típusba és 3 különböző gázszintbe soroltam. A gázanomáliák térképezésével kimutattam az iszapban található szabad gázok időbeli és térbeli változékonyságát. Megállapítottam, hogy a tavi iszapban, a tó területének közel fele alatt a szabad gáz jelenléte állandó, a gáz tartalmú zóna mélysége azonban időben változhat. A tó másik felének 2/3-án a gázok csak lokálisan vagy elvétve jelentkeznek, míg a maradék 1/6-nyi területen a gázok jelenléte időben és/vagy térben igen nagy változékonyságot mutat. Megfigyeléseim azt támasztják alá, hogy a balatoni gázfrontok a nyár végén és az őszi időszakban sokkal kiterjedtebbek és sekélyebbek, mint tavasszal vagy nyár elején.

8. tézis

Az iszap alsó részében jelentkező gázanomáliák esetében arra jutottam, hogy a hozzájuk kapcsolódó gázszaturáció jelenléte időben állandó, és a tavi üledékképződés korai fázisában képződött tűzegrétegekkel, valamint mélységi gázfeláramlásokkal hozható összefüggésbe. A sekélyebb mélységben jelentkező gázok esetében bebizonyosodott azok időbeli változékonysága. A partközeli, stabilnak tűnő gázfrontok fokozatos szétesését és térbeli-időbeli változását az üledékben bekövetkező oldhatósági viszonyokkal, a szerves anyag egyenlőtlen eloszlásával valamint mikrobiális változásokkal magyaráztam. Utóbbi változásokat elsődlegesen a gázszintek szezonális megjelenésében és eloszlásában tudtam megfogni, melyeket láthatóan csak kis mértékben módosít a különböző gázszintek ugyancsak szezonális, vertikális eltolódása. A gázrendszer időbeli-térbeli változását egyszerűsített elméleti modellek segítségével illusztráltam.

9. tézis

Kutatásaim során elemeztem a sekély gázok lehetséges forrásait a szeizmikus megfigyelések és az elérhető irodalmi adatok alapján. Megállapítottam, hogy a gázok elsődleges forrása az iszapban termelődő metán, de a metán mellett a gázok mélységi forrásokból történő felfelé mutató migrációja is lehetséges. Utóbbi feltehetőleg CO₂-ot szállít a tavi üledékekbe a tektonikus szerkezetek és a tó alatt megcsapolódó felszínalatti vízáramlási pályák mentén. A gáz eredetére vonatkozó megfigyeléseimet egy hipotetikus tavi keresztshelvényben összegeztem.

8. Összefoglalás

Az elmúlt 25 év szeizmikus kutatásai egy páratlan adatrendszert hoztak létre a Balaton területén, melynek különböző felbontású és behatoló képességű szelvényei révén lehetővé vált a térség késő-miocén – kvarter környezeti változásainak és tektonikai viszonyainak nagypontos-ságú megismerése. Doktori munkám során, a fenti adatrendszeren, négy különböző, de egymással szorosan összefonódó kutatás keretében vizsgáltam és térképeztem (1) a Dunántúli-középhegység déli előterében kb. 7-9,5 millió éve kialakult, a Pannon-tóhoz kapcsolódó deltakörnyezeteket, (2) a pannon rétegeket ért szerkezeti deformációkat, (3) a Balatoni-medence pleisztocén-holocén üledékeit és (4) a balatoni iszap sekélygáz-rendszerének térbeli és időbeli változásait.

A késő-miocén deltakörnyezetek vizsgálata során arra jutottam, hogy a Középhegység déli peremét egy alapvetően Ny-K-i irányba építkező deltarendszer töltötte fel, mely egy, a Tapolcai-medence felől érkező nagyobb deltaág K-i szárnya lehetett. A deltafeltöltés több szakaszban zajlott. A delták először kiegyenlítették a terület kezdetben jelentős topográfiáját, majd az üledék-képződés kisebb vastagságú delta-, és folyóvízi ciklusokban folytatódott tovább. A korai pannon delták nagyobb üledékvastagságot képviseltek, és jellegzetes háromosztatú rétegsort építettek. Rétegeik rendre a Száki Formációval, a Somlói Tagozattal és a Tihanyi Tagozattal korrelálhatók.

A pannon rétegsort, a kb. 6 millió évtől napjainkig tartó neotektonikus fázisban egy ÉK-DNy-i kompresszió érintette, mely egy balos nyírási zónát hozott létre a mai Balaton területén. A tó alatti finom deformációk egy komplex vetőmintázatot alkotnak, melyben a vetőpászták szerkezeti duplexekben kapcsolódnak össze. A fenti vetőmintázat összevetése analóg modellekkel azt mutatta, hogy a zóna mentén lejátszódott horizontális elmozdulások mértéke limitált volt, nem haladta meg a néhány 100 métert.

A Balaton alatti negyedidőszaki rétegsorban egy korábbi folyóvízi-alluviális síksági, és egy, a mai tóhoz kapcsolódó tavi környezet nyomait ismertem fel. A rétegsor pleisztocén szakasza egy olyan vízfolyás létét igazolta, mely a mai Balaton területén is áthaladt. Ennek a folyónak a vízhozama idővel lecsökkent és hátrahagyott medreiben később tözegképződés zajlott. A Balaton fokozatos elárasztódása már ekkor megkezdődhetett, és láthatóan É-ÉK felől D-DNy-i irányba haladt előre. A tó déli pereme csak a holocén során került előntésre, ami a tómeder fokozatos kibillenésével függhetett össze.

A Balaton iszapjában ma különböző sekély gázok csapdázódása figyelhető meg, mely látványos anomáliákat okoz a vízi szeizmikus felvételeken. A több szintből álló gázrendszer nagy térbeli és időbeli változatosságot mutat, és elsődleges forrása a biogén úton keletkező metán. A metán mellett az iszap bizonyos gázszerkezet mélységi források is táplálják. Megfigyeléseim szerint, a szeizmikus szelvényeken látható iszapgázok bonyolult térbeli és időbeli struktúráját a gáz-termelődéskés és az oldhatósági viszonyok szezonális változásai szabályozzák, melyeket megérteni csak a tó hidrológiai, limnológiai és földtani adottságainak integrált értékelése révén lehetett.

9. Abstract

Seismo-acoustic surveys in the last 25 years have resulted in a unique geophysical database at Lake Balaton. The complex network of seismic lines with different resolutions and penetration depths provides information on the changing environmental conditions and tectonic history of the Balaton Region that were examined in details during the PhD study. Late Miocene progradational strata related to the Lake Pannon (Pannonian stage) and Quaternary beds below Lake Balaton have been mapped using the seismic data. This was completed with structural investigations and detailed analysis of the shallow gas system in the lacustrine mud.

Mapping of the Pannonian strata at the southern edge of the Transdanubian Range pointed out the West to East construction of the Late Miocene deltaic system. This was interpreted as the eastern wing of a major delta complex that arrived from the direction of the Tapolca basin. Progradational sedimentation took place in several sedimentary cycles and smoothed the initial topographic differences, which was resulted in a unified deltaic plain. Later on, sedimentation continued in the form of thinner deltaic sequences and fluvial strata. The oldest deltaic cycle to the West is composed of three different stratigraphic subunits (topset, foreset, bottomset), that correlate well with the Tihany, Somló and Szák lithostratigraphic units.

In the neotectonic phase (about 6 Ma to present) Pannonian sediments have been affected by NE-SW compression, and a left lateral shear zone developed in the area. Slight deformations and the fault pattern below the lake indicate the presence of structural duplexes that are composed from various secondary faults. Comparison of the observed fault pattern with analogue models suggests that horizontal displacement along the faults was limited and on the order of few hundred meters.

Seismic investigations of Pleistocene-Holocene strata show two distinct environments during Quaternary time. The older strata deposited under alluvial conditions of a Pleistocene meandering river. This river had passed through the area of Lake Balaton and left behind oxbow lakes in which peat accumulated during the Late Pleistocene. Then, gradual flooding of the area have started and driven by vertical tectonic movements. Lake Balaton have developed from N-NE to S-SW directions, which ended up in the flooding of the southern shores during the Holocene.

The mud deposited during this lacustrine evolution is now a good reservoir of free gas situated at different stratigraphic levels. The gas system is variable in both space and time and creates various anomalies in seismo-acoustic profiles. Principal source of the gas is biogenic methane but some of the gas fronts are supplied from deeper strata. The temporal and spatial behaviour of the free gas in mud could be explain by seasonal changes in production and solubility of the gas. Full understanding of these changes required not only interpretation of seismo-acoustic profiles, but integration of hydrological, limnological and ecological data.

10. Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik támogattak és segítettek doktori kutatásom során, és akik nélkül ez az értekezés nem jöhetett volna létre. Elsőként köszönöm témavezetőmnek, Dr. Horváth Ferencnek azt a sok befektetett energiát és szakmai támogatást, melyet szakmai fejlődésem érdekében nyújtott, valamint azokat az értékes órákat-perceket, melyeket rám áldozott a közös publikációk és a doktori dolgozat szakmai és formai precizitása érdekében.

Köszönet illeti a Geomega kft. és a Brémai Egyetem munkatársait, valamint azokat az olasz és magyar kollegákat, hajósokat is, akik hozzájárultak az általam használt csodálatos balatoni adatrendszer létrejöttéhez. Külön köszönet Tóth Tamásnak, aki a SeistecTM műszert az egyetemi kutatások rendelkezésére bocsátotta, illetve Hámori Zoltánnak, Kudó Istvánnak és Surányi Gergelynek, akik a mérések lebonyolításánál segédkeztek. Brémai részről köszönöm Volkhard Spiess-nek, Tóth Zsuzsannának, Fekete Noéminek és Stefan Wenau-nak a szakmai tanácsokat és baráti támogatást, mely elengedhetetlen volt az eredmények sikeres prezentálásának.

Köszönöm Istvánovics Vera professzorasszonynak, hogy az iszapgázokhoz kapcsolódó vizsgálatokhoz rendelkezésemre bocsátotta a Keszthelyi Mérőállomás hőmérsékletmérési adatait.

A fentiek mellett szeretnék köszönetet mondani mindazon ELTE hallgatónak, köztük Balázs Attilának, Németh Viktornak, Ligeti Attilának, Bodnár Tündének, Fukker Norbertnek és Kiss Annának, akik szakdolgozatuk, TDK munkájuk vagy önszorgalmuk révén részt vállaltak a balatoni szeizmikus anyag felvételezésében, feldolgozásában vagy értelmezésében, és ezáltal érdemben hozzájárultak doktori munkám eredményeihez.

Köszönöm kollegáimnak, Csillag Gábornak, Dombrádi Endrének, Fodor Lászlónak, Magyar Imrének, Marco Sacchinak, Sztanó Orsolyának, Timár Gábornak, Székely Balásznak, Lenkey Lászlónak, és doktorandusz társaimnak, Kovács Gábornak, Pethe Mihálynak, Farkas Róbertnek, Herein Mátyásnak azt a sok szakmai és baráti támogatást, amely nélkül talán sose jutottam volna el idáig. Kiss Ádám professzor úrnak és Dr. Galács Andrásnak, az ELTE Környezet-tudományi Doktori Iskola korábbi vezetőinek köszönöm, hogy kutatásaim lehetővé tették.

Végezetül, de nem utolsó sorban köszönöm barátaimnak, barátnőmnek Andynak, és családomnak, benne szüleimnek mindazt a törődést és támogatást, amely nélkül ember idáig el nem juthat!

A doktori munka szakmai sikerét és finansziális háttérét az OTKA NK 83400 és 109255 K pályázatai és az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszéke biztosították. Ezúton köszönöm támogatásukat.

11. Függelék

F1. FÜGGELÉK: A vízi szeizmikus módszer

A vízi szeizmikus kutatómódszer a reflexiós szeizmika egy speciális fajtája, mely a felszíni víztestek biztosította jó akusztikus csatolást kihasználva, a földtani rétegek nagy (1-10 m), illetve ultranagy (0,1-1 m) felbontású leképezését tudja megvalósítani (Tóth 2003). A mérések során a vízben nyomáshullámokat gerjesztünk, melyek a behatolnak a felszín alatti közetekbe, és az eltérő akusztikus tulajdonságú rétegek közötti határfelületekről visszaverődnek. A visszavert hullámokat érzékeny nyomásérzékelő eszközzel (*hidrofon*) vagy azok sorozatával (*hidrofon-csoportok*, *streamer kábel*) lehet detektálni. Attól függően, hogy az érzékelő rendszer egy vagy több hidrofon csoportból áll, egy-, illetve többcsatornás mérésekről beszélünk (F2.1/1 ábra).

A felvételezés során a beérkező hullám amplitúdóját és fázisát rögzítjük a gerjesztéstől számított idő (*kétutas futási idő – two-way travel time: TWT*) függvényében, ami az akusztikus hullámok terjedési sebességének ismeretében valós mélységekké konvertálható (*mélységkonverzió*). A kibocsátott jel visszaverődését elsődlegesen a közetek *akusztikus impedanciája* (hullámtani keménysége, Z) határozza meg, melyet az adott réteg sűrűségének (ρ) és a rétegen belüli hullámterjedési sebességek (v) szorzata:

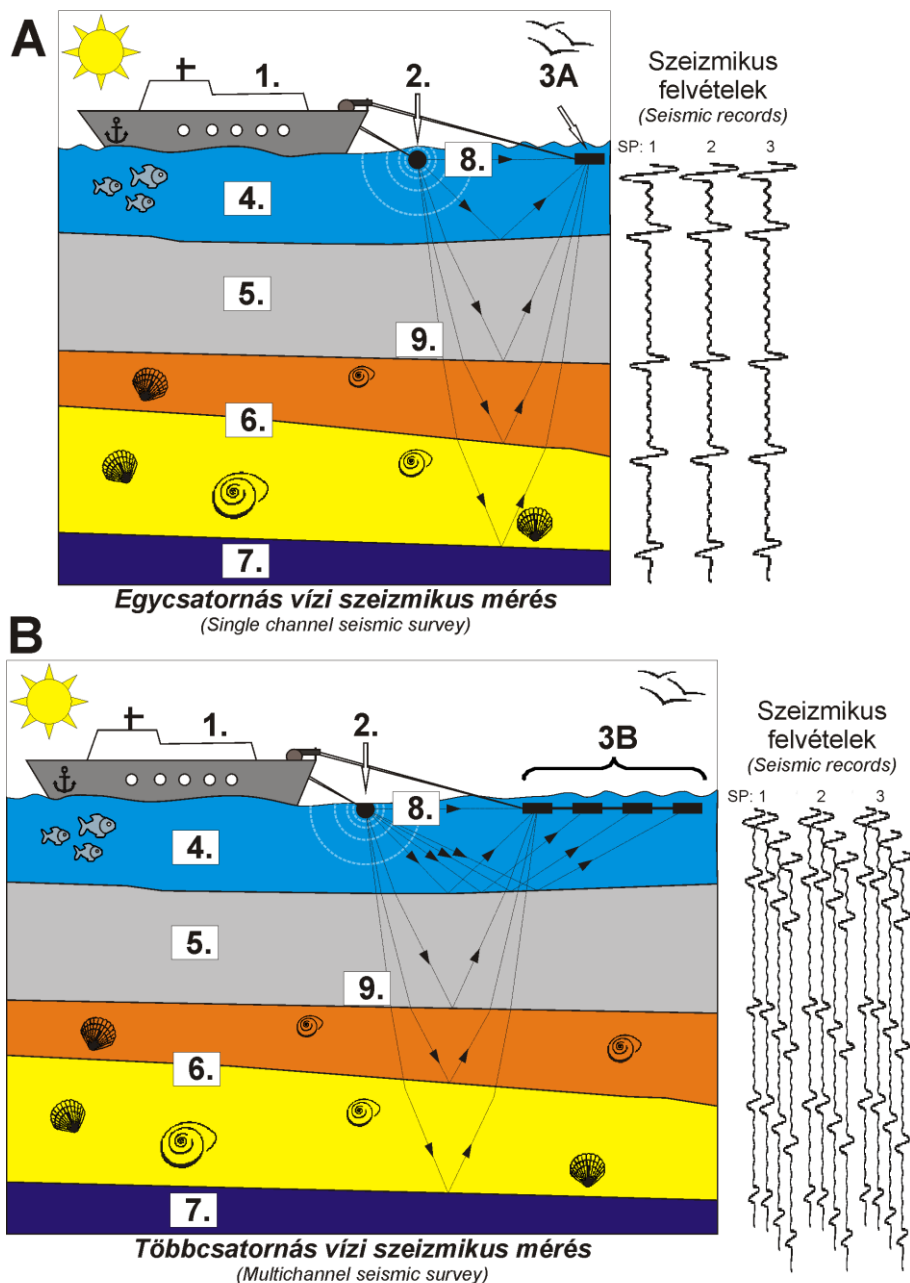
$$Z=v*\rho \quad (F1/1)$$

Az akusztikus mérések vertikális felbontóképességét a gerjesztett nyomáshullám hullámhossza (λ) határozza meg, amely egy adott földtani környezetben a gerjesztési frekvenciától függ. Utóbbi a vízi szeizmikus mérések esetében 0,1 kHz - 10 kHz között mozoghat, míg szárazföldi ipari alkalmazások esetében csak néhányszor 10 Hz. A magasabb gerjesztési frekvenciának köszönhetően a vízi mérések akár 2-3 nagyságrenddel jobb felbontást képesek elérni, mint a szárazföldi mérések, melyekhez egyébként egy nagyjából 30-50 méteres vertikális felbontás tartozik (F2.1/2-F2.1/3. ábra). A jobb felbontásnak azonban ára van: a nagy frekvenciájú hullámok behatoló képessége erősen korlátozott, így a leképezhető mélységi tartomány mindössze a legfelső néhányszor 10, esetleg néhány 100 méter (Tóth et al. 2010b).

A szeizmikus módszer horizontális felbontása ugyancsak a hullámhossztól függ, de befolyásolja az azonosított réteghatár mélysége, a mintavétel gyakorisága és a mérőhajó vontatási sebessége is. Az elméleti felbontóképességet az adott hullámhosszhoz tartozó ún. *Fresnel-zóna* szélessége határozza meg, mely az alábbi összefüggéssel számítható:

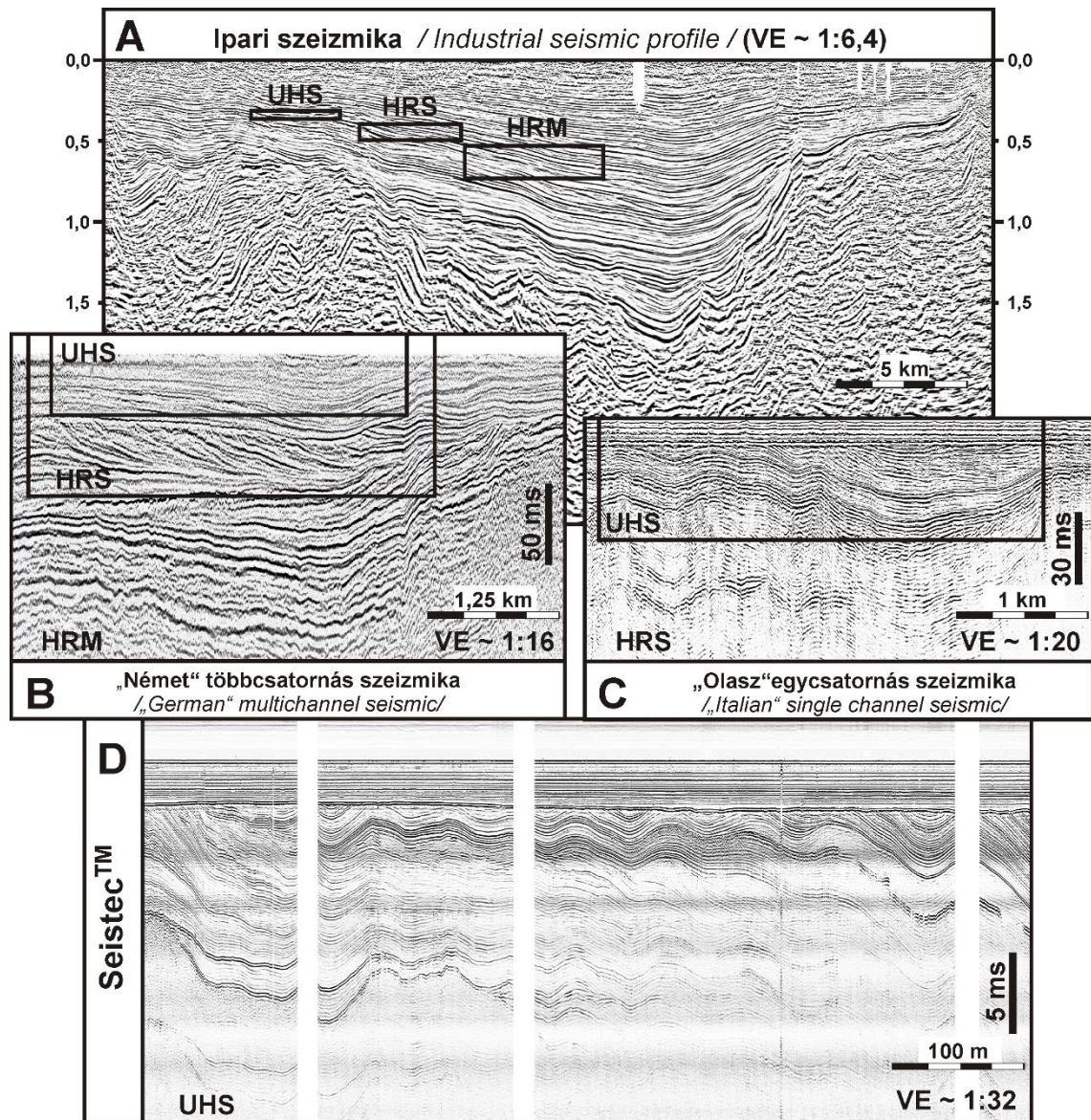
$$w^2 = 2d\lambda + \frac{\lambda^2}{4} \quad (2.1/2)$$

ahol w a Fresnel-zóna szélessége; d a reflektorfelület mélysége a jelforrás alatt; λ pedig a leképező szeizmikus hullám hullámhossza.



F1/1. ábra: A vízi szeizmikus mérések elvi vázlata (Tóth et al. 2010b után). A) Egycsatornás mérés; B) Többcsatornás mérés. 1= Mérőhajó; 2= Jelforrás; 3A= Hidrofon/hidrofon csoport; 3B=Streamer kábel; 4= Víz; 5= Fiatal üledékek; 6= Idősebb kőzetek; 7= Akusztikus aljzat; 8=Direkt hullám; 9= Szeizmikus reflexiók.

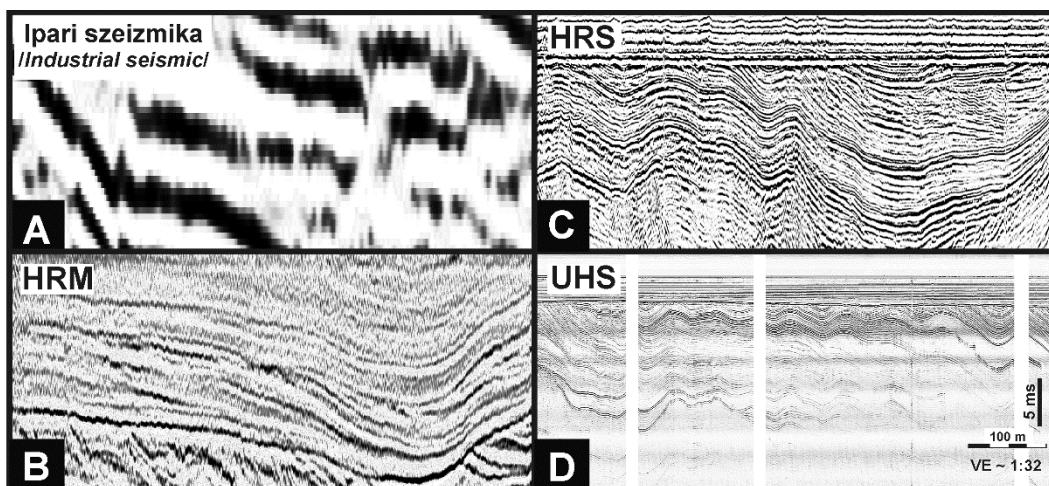
Figure F1/1. The simplified scheme of offshore seismic profiling (modified after Tóth et al. 2010b). A) Single channel survey; B) Multichannel survey. 1= Research vessel; 2= Seismic source; 3A= Hydrophone/hydrophone group; 3B=Streamer cable; 4= Water; 5= Young sediments; 6= Older rocks; 7= Acoustic basement; 8=Direct wave; 9= Seismic reflections.



F1/2. ábra: A különböző vízi szeizmikus módszerek egymáshoz és az ipari szeizmikus adatokhoz viszonyított léptéke. UHS= ultranagy felbontású Seistec™ szelvény; HRM= nagyfelbontású „német” többcsatornás szelvény; HRS= nagyfelbontású „olasz” egycsatornás szelvény.

Figure F1/2. Relative scale of different seismic methods in the Balaton area. UHS= ultrahigh resolution Seistec™ profile; HRM= high-resolution „German” multichannel profile; HRS= high-resolution „Italian” single channel profile.

A szeizmikus kutatások általában azzal az alapfeltevéssel dolgoznak, hogy adott felbontás mellett a felszín alatti környezet jó közelítéssel végtelen kiterjedésű, vízszintesen egymásra települő, homogén rétegekből áll. Mivel azonban a rétegek többnyire nem vízszintes településűek és a leképezett réteghatárok sem sík felületek, a szeizmikus felvételeket gyakran utófeldolgozásnak (pl.: *migrációs eljárásoknak*) kell alávetni, hogy feltárhassuk a réteghatárok valós geometriáját (lásd részletesen [Yilmaz 1997](#)).



F1/3. ábra: A különböző szeizmikus módszerek egymáshoz viszonyított felbontása. A) Ipari szeizmika; B) „Német” többsatornás szelvény (HRM); C) „Olasz” egysatornás szelvény (HRS); D) Seistec™ szelvény (UHS).

Figure F1/3. Resolution of different seismic methods at Lake Balaton. A) Industrial seismic; B) „German” multichannel seismic (HRM); C) „Italian” single channel seismic (HRS); D) Seistec™ profile (UHS).

Egy üledékes medence megfelelően feldolgozott szeizmikus szelvényén megjelenő réteghatárok különböző periódusidejű (napszakostól millió éves) geológiai folyamatok eredményeit tükrözik, mely a kőzetanyag mikroszkopikustól makroszkopikusig terjedő osztályozottságában (*lamináltságában*) nyilvánulnak meg. Ezek a különböző finomságú rétegek és a pórustérben tartózkodó fluidumok azok, amelyek végeredményeképpen meghatározzák az adott földtani közeg akusztikus impedanciáját, és ezáltal a szeizmikus hullámok visszaverődését. A különböző felbontású szeizmikus módszerek révén tehát különböző léptékű földtani folyamatok leképezését tudjuk elérni. Míg az ipari szeizmikus adatok alapján regionális léptékű földtani modellek készíthetők, addig a vízi szeizmikus szelvények segítségével lehetőségünk nyílik lokális, akár néhány 10-100 ezer éves ciklicitású folyamatok környezetföldtani vizsgálatára is.

A szeizmikus szelvények értelmezés során az akusztikus hullámok által kijelölt reflexiók egyidejű (*izokrón*) felületeknek tekintendők, melyek egy adott időszakon belül lerakódott üledékek alkotta konformitási felületeket vagy eróziós hatásra kialakult unkonformitásokat jelölnek ki. A különböző rétegtani határfelületeket a reflexió-elvégződés követésével és a szeizmikus kép mintázataiban (ún. *szeizmikus fácies*) bekövetkező változások segítségével lehet meghatározni (lásd pl.: [Herron 2012](#)). Egy terület föld-

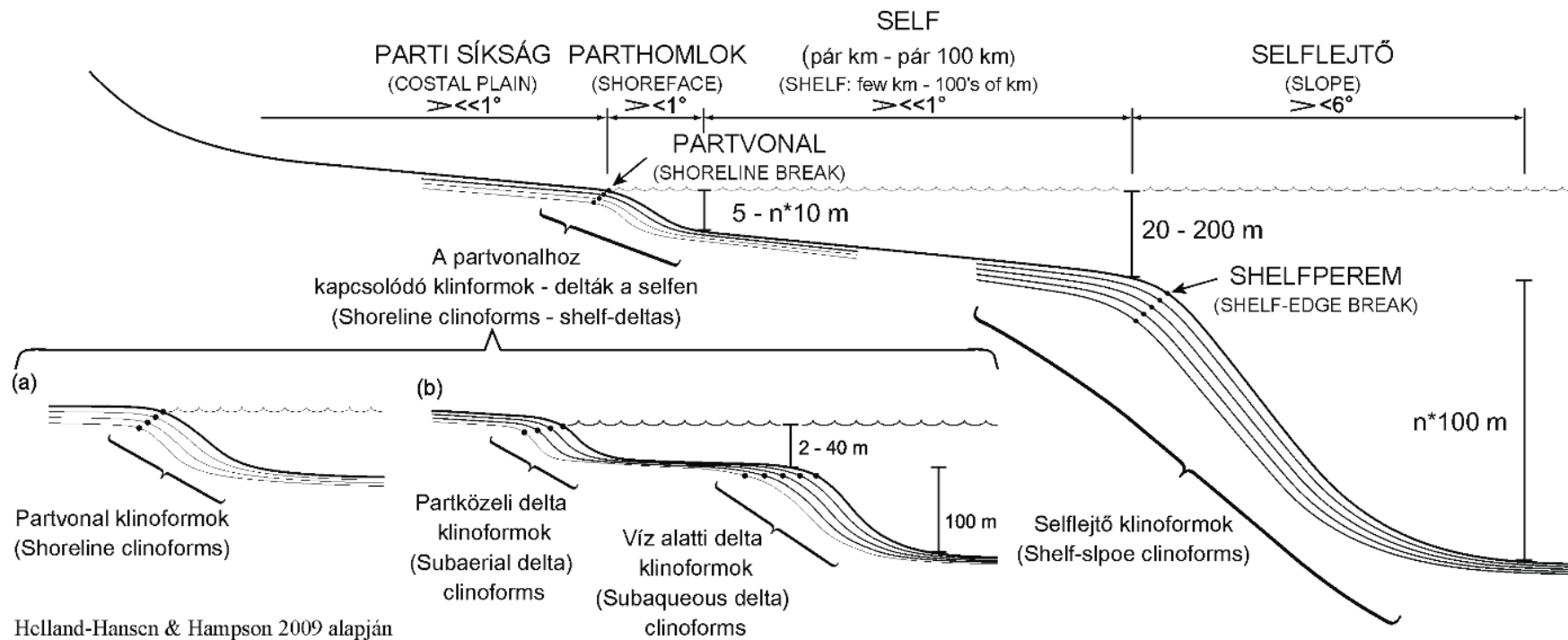
tani értékelése során az egyes szelvényeket a litológiai információkkal egyesítve analizáljuk arra alkalmas térinformatikai célszoftverekkel¹³. Az ilyen szoftvereken belül természetesen torzíthatjuk (túlmagasíthatjuk) a szeizmikus profilokat, hogy látványosabbá tegyünk kismértékű változásokat is. A szeizmikus hullámok különböző fizikai paraméterei (amplitúdó, fázis, frekvencia) és az ezekből származtatott szeizmikus paraméterek (*szeizmikus attribútumok*) további információt hordozhatnak a felszín alatti környezet egyéb jellemzőiről is. Ilyen jellemzők például a szemcseméret-eloszlás és az üledék pórusterét kitöltő fluidum típusa. A pontosabb értelmezés érdekében a szeizmikus adatokat minden esetben érdemes fúrásokban felvett ún. geofizikai logokkal (*karotázs-görbék*) is összevetni.

F2. FÜGGELÉK: A parthomlokhoz kötődő deltalejtők és a selfperem

A nagyobb tengeröblök, tavak peremein és a kontinentális self pereménél építkező deltarendszerek fokozatosan töltik fel az előttük elterülő medencékben rendelkezésre álló teret (lásd pl.: [Helland-Hansen & Hampson 2009](#); *F2/1. ábra*). A deltaépülés alapvetően a deltafront fokozatos előretolódásával, illetve felfelé történő gyarapodásával történik, melynek tetőszintje geológiai időskálán egyensúlyt tart az erózióbázis mindenkori szintjével (tengerszint, tavi vízszint). A sekély vízben ($n \cdot 10$ m) építkező delták lejtői ún. *kliniform* morfológiát mutatnak, és az üledékképződési folyamatok megváltozásának hatására időről-időre megőrződnek az üledékes rekordban. A szeizmikán azonosítható lejtőreflexiók alapján a deltaüledékek ún. *klinotémákra* tagolhatók. A deltaépülés alapvetően a parthomlok fokozatos előretolódásában nyilvánul meg (*F2/1a ábra*), de előfordulhatnak olyan deltarendszerek is, melyekben a partközeli deltaépülés előterében víz alatti deltaépülés is nyomozható (*F2/1b ábra*).

Teljesen hasonló, de 1-2 nagyságrenddel mélyebb vízben ($n \cdot 100$ m) építkező rendszerek alakulhatnak ki a kontinentális self pereménél, ahol az üledék a mélyebb medencékbe érve tovább építi a korábbi, idősebb kőzetekből felépülő selfet. Ezeket a rendszereket a magyar szakirodalomban *selfperemi deltáknak*, a hozzájuk kapcsolódó lejtőépítési folyamatot *self(lejtő)progradációnak* nevezzük ([Magyar 2009](#)).

¹³ Jelen kutatásoknál az SMT-Kingdom 8.5 szoftvert használtam.

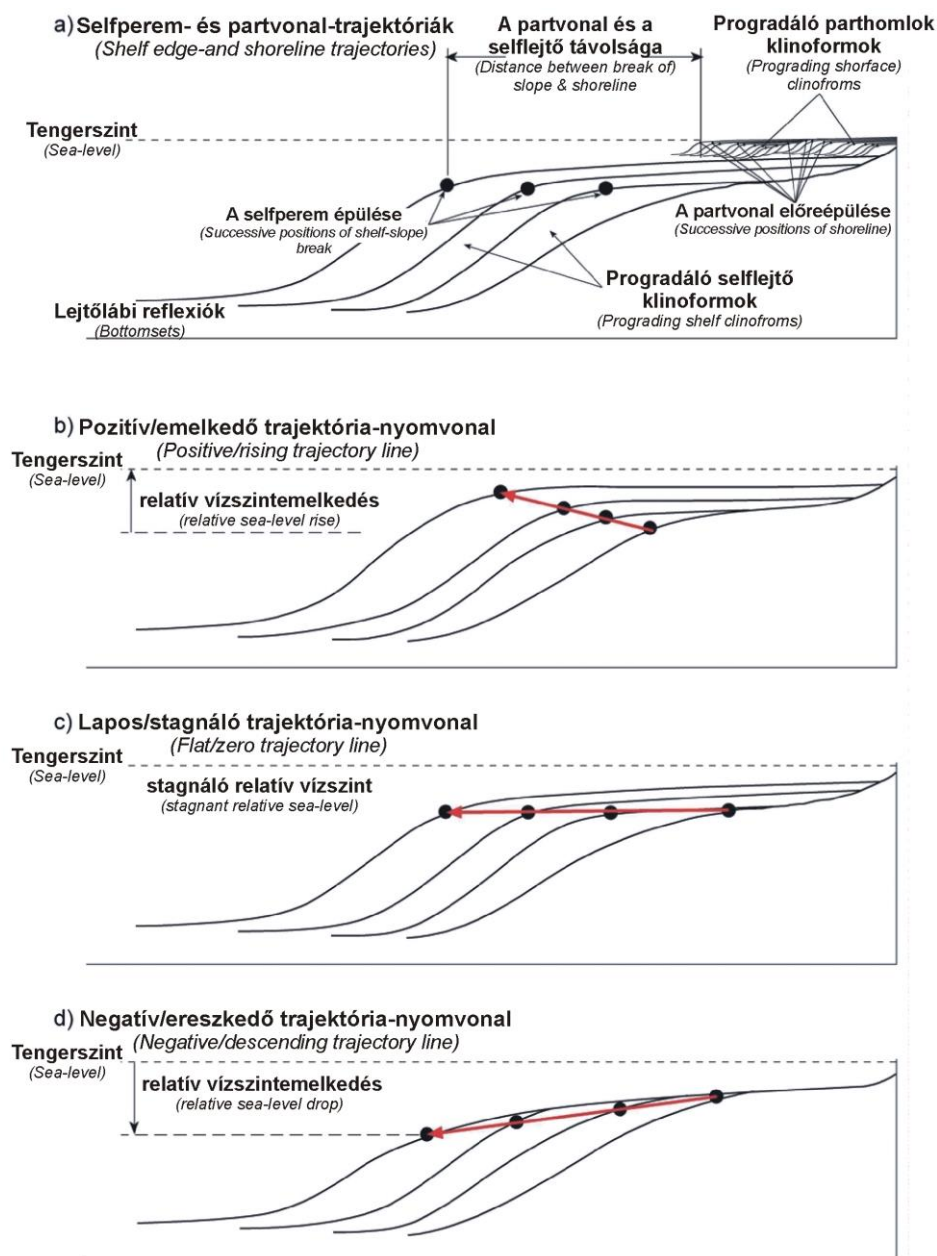


F2/1. ábra: A deltalejtő és a selfperem méretskálája és főbb jellegzetességei (Helland-Hansen & Hampson 2009 alapján)

Figure F2/1. Main characteristics and general size of shoreface and shelf-edge clinoforms (based on Helland-Hansen & Hampson 2009)

F3. FÜGGELÉK: A lejtőtrajektória-követés gyakorlati alapjai

A lejtőtrajektória-követés módszere (F3/1. ábra) a modern szekvencia-sztratigráfia egyik leggyakrabban használt eszköze a kontinentális peremeken bekövetkező relatív vízszintváltozások meghatározására (pl.: [Helland-Hansen & Gjelberg 1994](#); [Steel & Olsen 2002](#); [Henriksen et al. 2011](#); [Bullimore et al. 2005](#)).



F3/1. ábra: A trajektóriakövetés elve és az alapvető trajektória-nyomvonalak ([Bullimore et al. 2005](#) után módosítva, [Steel & Olsen 2002](#) alapján)

Figure F3/1. Theory of trajectory analysis and basic types of trajectory lines (modified after [Bullimore et al. 2005](#), based on [Steel & Olsen 2002](#))

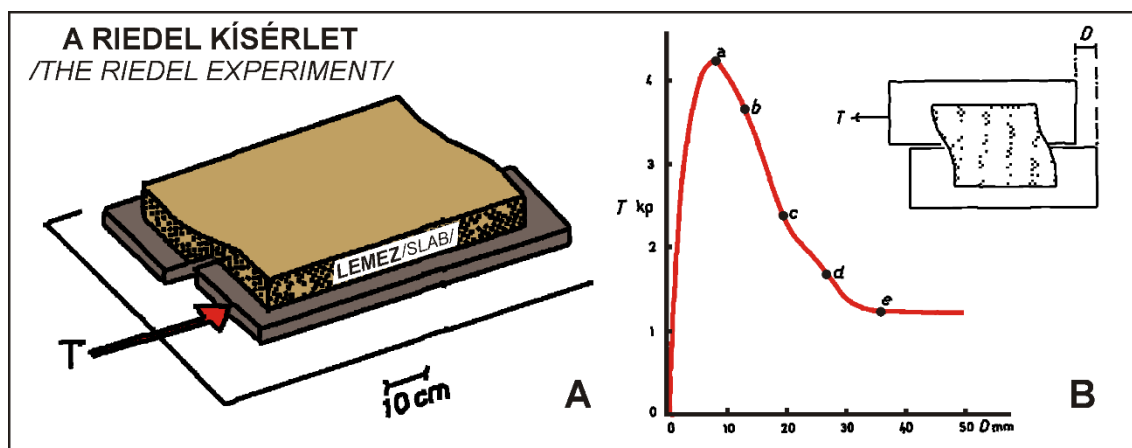
A módszer a sziliciklasztos üledékképződési rendszerek (deltarendszerek) felépítése és geometriája alapján határozza meg egy adott üledékes medencében az erózióbázis relatív változásait egy adott referenciaszinthez viszonyítva. Ez úgy lehetséges, hogy vizsgáljuk a kontinentális perem (self) letörési pontjának időbeli vándorlását az üledékes rekordban (*F3/1. ábra*). A lejtőhöz kapcsolódó töréspontok ereszkedő, emelkedő vagy stagnáló jellege alapján, az eredeti települési helyzetet mutató ún. retrodeformált szelvények segítségével rekonstruálható az egykori relatív vízszint helyzete. Az ereszkedő trajektória szakaszok a relatív vízszint csökkenését, a stagnáló szakaszok a relatív vízszint állandóságát, míg az emelkedő szakaszok a relatív vízszint emelkedését jelölik (*F3/1. ábra*).

A fenti módszer kisebb megkötésekkel alkalmazható az egy nagyságrenddel kisebb parthomlokokon (*delta klinoformokon*) is. Ebben az esetben sokkal finomabb relatív vízszintváltozások követésére is módunk van, ugyanakkor a módszer lényegesen érzékenyebb az olyan autociklikus folyamatokra, mint az időről-időre bekövetkező torkolatát-helyeződések, és az ezzel járó újabb lebenyek épülése (*lobe switching*) ([Helland-Hansen & Hampson 2009](#)). A trajektória-analízis kiértékelése során ezeknek a jelenségeknek a jelenlétére és vizsgálatára fokozott figyelmet kell fordítani.

F4. FÜGGELÉK: Tchalenko „Riedel-kísérlete”

[Tchalenko \(1970\)](#) publikációjában a balos nyírási zónák fejlődését tanulmányozó analóg modellkísérletek eredményeiről számolt be, melyekben a nyírózóna vetőmintázát analízálta az elmozduláshoz szükséges horizontális nyíróerő (T) és mintalemezen belül bekövetkező horizontális elmozdulások (D) függvényében. A nedves agyag- (kaolin-) lemezeken végzett ún. „Riedel-kísérlet”-ek (*F4/1. ábra*) alapján öt deformációs állapotot (*deformation stages*) különböztetett meg, melyeket a T-D görbe egyes szakaszaihoz csatolt. Megfigyelései szerint a kezdeti fázisban a növekvő nyíróerő hatására először plasztikus deformációk (redők) jöttek létre. A nyíróerő növelésével a T-D függvény elért egy az adott közetre jellemző maximum értéket, ahol megjelentek az első töréses szerkezetek is („*Peak*” fázis). Ezek a szerkezetek a nyírás tengelyével kezdetben kis szöget bezáró, majd egyre meredekebbé váló Riedel-törések (R_1) voltak. Az első törések létrejötte után a további elmozdulások már egyre csökkenő erők mellett jöttek létre („*Post-Peak*” fázis). A korai „*Post-Peak*” fázis során megjelentek az első *elsődleges nyírási zónával*

(PDZ=Principal Displacement Zone) párhuzamos vetőszegmensek is, és a korábbi szerkezetek, kisebb szögű Riedel-törések (R_2) mentén összekapcsolódtak. Az összekapcsolódások pull-apart jellegű duplexeket hoztak létre, melyek széleinél a Riedel-törések meredekebbé váltak (R_3), esetenként normálvetők alakultak ki. A kései „Post-Peak” fázisban a PDZ szegmensek részaránya megnövekedett, az elmozdulás egy jelentős része, már ezeken a szerkezeteken ment végbe. A további elmozdulás hatására már a nyírást gátló P-törések is létrejöttek. Ezek a szerkezetek a korábbi Riedel-törésekkel összekapcsolódva feltolódásos duplexeket hoztak létre. A negyedik fázisban („Pre-Residual” fázis) a zóna mentén egy nagyjából folytonos PDZ szegmens alakult ki, és a horizontális elmozdulás jelentős része már nem a Riedel-töréseken, hanem a PDZ zóna mentén zajlott. A végső fázisban („Residual” fázis) ez a PDZ vált a meghatározó regionális szerkezetté, melynek mentén a későbbiekben - stabilan alacsony nyíróerő mellett - számottevő elmozdulás jöhetett létre.



F4/1. ábra: Tchalenko (1970) Riedel-kísérlete. A) Kísérleti összeállítás: egy vékony kaolin lemez két, egymáshoz képest balos oldal-eltolódást végző falemezhez van tapasztva. B) deformációs fázisok (a-e) melyek a nyíráshoz szükséges horizontális erő (T) és a fellépő elmozdulás (D) függvényében különíthetők el. a= Peak fázis, b= Korai Post-Peak fázis, c= Késői Post-Peak fázis, d= Pre-Residual fázis, e= Residual fázis

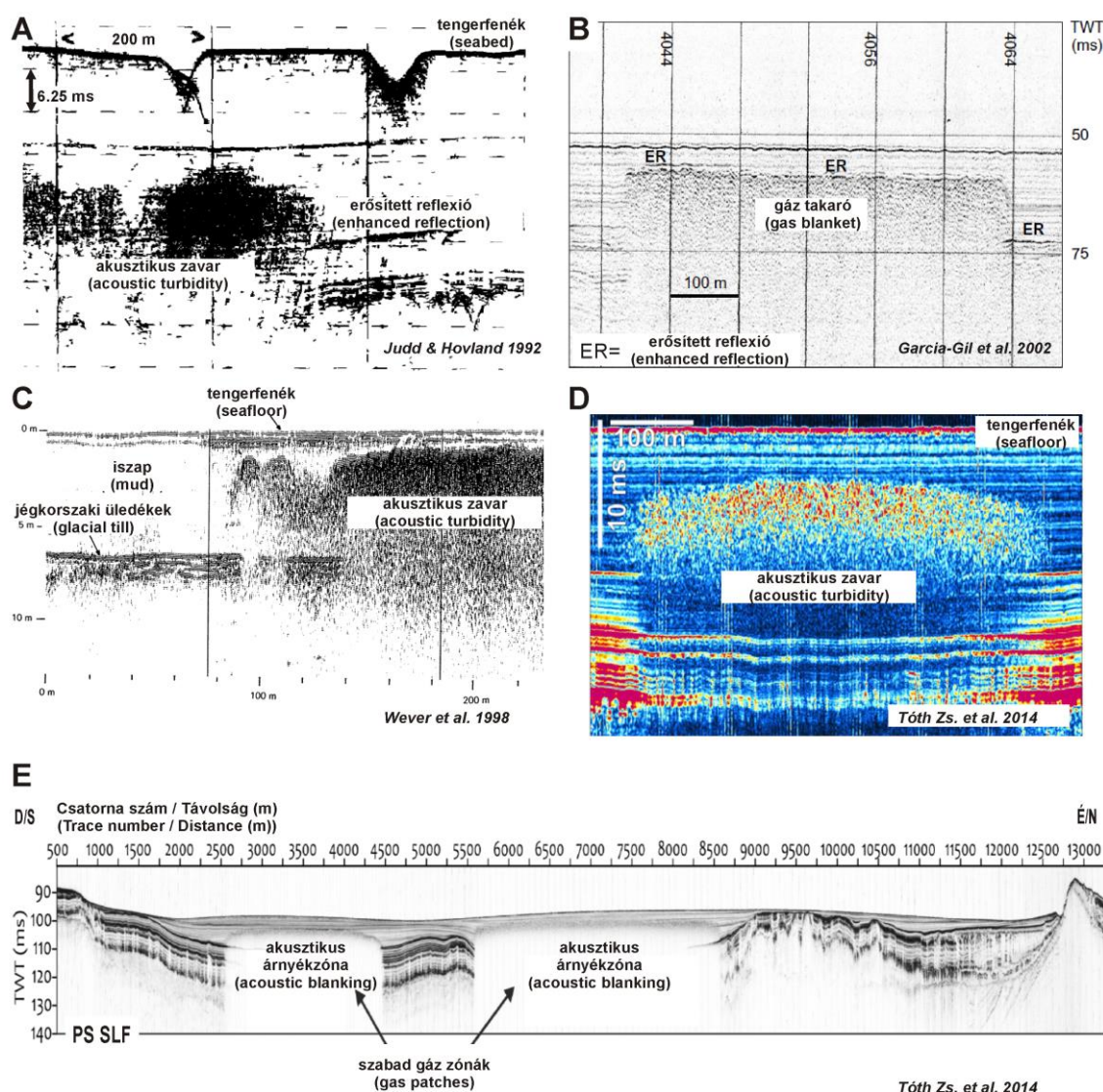
Figure F4/1. Classical Riedel experiment of Tchalenko (1970). A) Experimental set-up: a thin kaolin slab is adhered to two boards that perform a strike-slip movement, B) Deformation stages of the Riedel experiment distinguished by applied horizontal shear force (T) that creates displacement (D); Stages: a= Peak stage, b= Early Post-Peak stage, c= Late Post-Peak stage, d= Pre-Residual stage, e= Residual stage.

F5. Sekély gázok azonosítása szeizmo-akusztikus felvételeken

A vízi szeizmikus kutatások eredményeképpen előálló ún. szeizmo-akusztikus felvételeken a szabad gáz jelenlétét ún. *gázindikátorok* jelölik (F5/1. ábra). Gázindikátorok alatt a szeizmo-akusztikus felvételeken megjelenő olyan anomális változásokat értjük, melyeket az üledékben elhelyezkedő szabad gázbuborékok okoznak a közegtől eltérő akusztikus tulajdonságaik (pl.: közegbeli hullámterjedési sebesség, sűrűség) révén. A szakirodalomban fellelhető leggyakoribb gázindikátorok a következők:

- (1) nagy amplitúdóval és a leképező hullám polaritásának megfordulásával jelentkező ún. *erősített reflexiók* (*enhanced reflection* vagy *bright spot*-ok – lásd pl.: Judd & Hovland 1992; Garcia-Gil et al. 2002, F5/1A,B,H ábrák);
- (2) kaotikus szeizmikus mintázatot adó ún. *akusztikus zavarok* (*acoustic turbidity*, – lásd pl.: Judd & Hovland 1992; Wever et al. 1998; Baltzer et al. 2005, Tóth et al. 2014, F5/1A,C,D,F ábrák);
- (3) a gázos zónáknál esetén fellépő erősített reflexiók intenzív *többszöröződése* (*reverberation/multiples/acoustic ringing*, – lásd pl.: Davy 1992; Baltzer et al. 2005, F5/1G ábra);
- (4) a gázos rétegen bekövetkező akusztikus elnyelődés és szóródás miatti *árnyékoló/kitakaró hatás* (*acoustic blanking*, – lásd pl.: Garcia-Gil et al. 2002; Baltzer et al. 2005, F5/1B,E,G ábrák);
- (5) a mérés szempontjából pontszerűnek tekinthető gázakkumulációknál, illetve a gázos zónák széleinél megjelenő *diffrakciós hiperbolák* (*diffraction hyperbolas*, F5/1C ábra);
- (6) a gáz okozta alacsony szeizmikus *sebességek miatt fellépő reflexió lehajlások* (*velocity pull-down*, pl.: Anderson and Bryant 1990; Mathys et al., 2005; Xiujuan et al. 2011, F5/1H ábra).

A különböző gázindikátorok általában nem egyedileg, hanem egymással kombinált módon jelentkeznek a szeizmo-akusztikus felvételeken. A gázindikátorok ilyen kombinációit szeizmo-akusztikus *gázanomáliáknak* nevezzük.

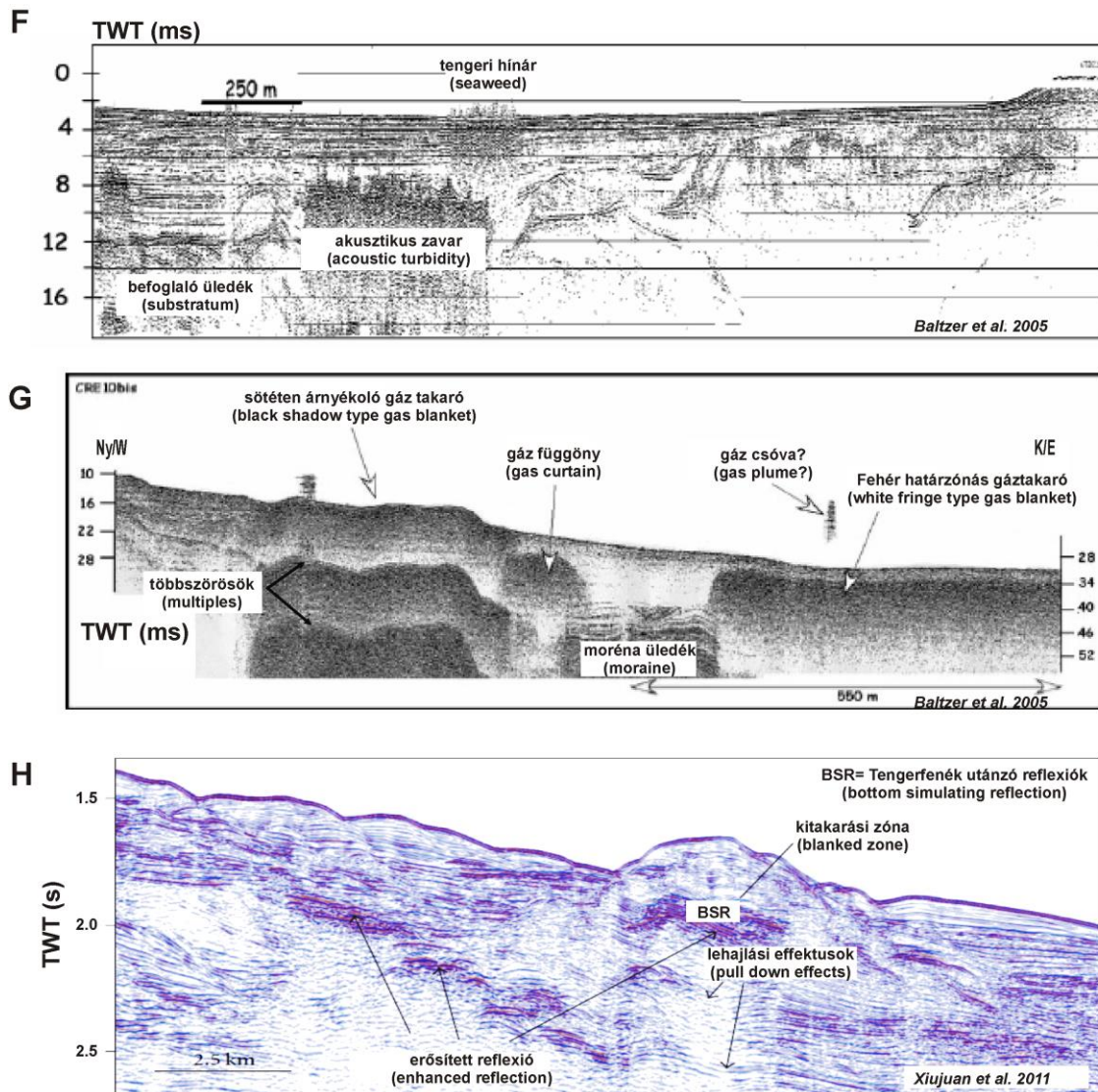


F5/1. ábra: Irodalmi példák szeizmo-akusztikus gázindikációkra és anomáliákra 1.

A) Huntrec mélyvonszolású boomer adta szeizmikus kép akusztikus zavarral és erősített reflexiókkal (Judd & Hovland 1992 alapján); B) Erősített reflexiók és egy kitakaró gáz zóna a Ría de Vigo öböléből (Észak-Spanyolország) származó vízi szeizmikan (Garcia-Gil et al. 2002 alapján); C) Akusztikus zavar egy akusztikus felvételen (3,5 kHz) az Eckenförde-öböléből (Balti-tenger) (Wever et al. 1998 alapján); D) Akusztikus zavar „envelop” attributum képe a Bornholm-medencéből (Balti-tenger) (Tóth et al. 2014 alapján); E) Kitakaró zónák a Bornholm-medencében (Balti tenger) egy Parasound SLF (4,3 kHz) profilon (Tóth et al. 2014 alapján)

Figure F5/1. Examples for seismo-acoustic gas indications and anomalies part 1.

A) Acoustic turbidity and enhanced reflections (ER) on a Huntrec deep-towed boomer sourced seismic data (after Judd & Hovland 1992); B) Enhanced reflections and acoustic blanking in Ría de Vigo bay (North Spain) (after Garcia-Gil et al. 2002); C) Acoustic turbidity in image of a subbottom profiler (3.5 kHz) from the Eckenförde basin (Baltic Sea) (after Wever et al. 1998); D) Acoustic turbidity image in „envelop” display from Bornholm basin (Baltic Sea) (after Tóth et al. 2014); E) Acoustic blankings in a Parasound SLF profile (4,3 kHz) from the Bornholm basin (Baltic Sea) (after Tóth et al. 2014)



F5/1. ábra folyt.: Irodalmi példák szeizmo-akusztikus gázindikációkra és anomáliákra 2.

F) Akusztikus zavar egy Seistec™ felvételen a Thau lagúnából (Baltzer et al. 2005 alapján); G) Seistec™ felvétel a Creran loch-ból (Nyugat-Skócia): A felvételen a partközeli zónában jellemző gáztakarók („sötét árnyékoló gáztakaró” és „fehér határzónás gáztakaró”) és egy gázfüggöny figyelhető meg. A „sötét árnyékoló gáztakaró” a gázszaturált zónák jellemző többszöröződését mutatja (Baltzer et al. 2005 alapján); H) Erősített reflexiók és sebességsökkenés miatti lehajlás a Dél-Kínai tenger észak selfjéről (Xiujuan et al. 2011 alapján).

Figure F5/1. cont. Examples for seismo-acoustic gas indications and anomalies part 2.

F) Acoustic turbidity in a Seistec™ image from the Thau lagoon (after Baltzer et al. 2005); G) Seistec™ image from Loch Creran (West of Scotland) with the characteristic nearshore gas blankets (“black shadow” and “white fringe” types) and a gas curtain. “Black shadow” shows intensive ringing character with severe multiples (after Baltzer et al. 2005); H) Enhanced reflections and velocity pull down in a seismic line from the Northern Continental Margin of the South China Sea (after Xiujuan et al. 2011).

12. Irodalomjegyzék

- Abegg F. & Anderson A. L., 1997. The acoustic turbid layer in muddy sediments of Eckernförde Bay, Western Baltic: methane concentration, saturation and bubble characteristics. — *Marine Geology* 137, 137-147.
- Anderson A. L. & Hampton L. D., 1980. Acoustics of gas-bearing sediments I-II. J. — *Acoust. Soc. Am.* 67(6), 1859-1903.
- Anderson A. L. & Bryant W. R., 1990. Gassy sediment occurrence and properties: Northern Gulf of Mexico. — *Geo-Marine Letters* 10, 209–220.
- Bada G., Grencsics Gy., Tóth L., Horváth F., Stein S., Cloetingh S., Windhoffer G., Fodor L., Pinter N., Fejes I., 2007. Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. — *Geological Society of America Special Paper* 425, 243-262.
- Bada G., Szafián P., Vincze O., Tóth T., Fodor L., Spiess V., Horváth F. 2010. Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közlöny* 140/4, 367-390.
- Balázs A., 2011. Balatoni vízi szeizmikus adatok feldolgozása. — *BSc szakdolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 43 p.
- Balázs A., Király Á., Bölgér Á., 2011: Bazaltvulkánok a Balaton alatt. — *TDK dolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 32 p.
- Balázs A., Visnovitz F., Spiess V., Fekete N., Tóth Zs., Hámori Z., Kudó I., Horváth F., 2013. Új szeizmikus mérések a Balatonon: beszámoló a 2011–2012. évi szelvényezésekről. — *Magyar Geofizika* 54/2, 67-76.
- Balla Z. & Dudko A., 1989. Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* 35/1-2, 3-63.
- Baltzer A., Tessier B., Nouzé H., Bates R., Moore C., Menier D., 2005. Seistec seismic profiles: A tool to differentiate gas signatures. — *Mar. Geophys. Res.* 26, 235-245.
- Bense V. F., Gleeson T., Loveless S. E., Bour O., Scibek J., 2013. Fault zone hydrogeology. — *Earth-Science Reviews* 127, 171-192.
- Bérczi I., 1988. Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression. — In: Royden L. H. & Horváth F. (eds): The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution. — *AAPG Memoir* 45, 107–116.
- Bérczi I. & Phillips R., 1985. Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. — *Geophysical Transactions*, Special Edition 31/1–3, 55–75.
- Bergman I., Klarqvist M., Nilsson M., 2000. Seasonal variation in rates of methane production from peat of various botanical origins: effects of temperature and substrate quality. — *FEMS Microbiology Ecology* 33, 181-189.

- Bodnár T., 2013. Balatoni sekély gázok osztályozása vízi szeizmikus szelvények alapján. — *BSc szakdolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 42 p.
- Budai T., Császár G., Csillag G., Dudko A., Koloszári L., Majoros Gy., 1999. A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *MÁFI alk. kiadványa*, 197, 257 p.
- Bulla B., 1946. Geomorfológiai megfigyelések a Balatonfelvidéken. — *Földrajzi Közlemények* 71, 18-45.
- Bullimore S., Henriksen S., Liestøl F. M., Helland-Hansen W., 2005. Clinoform stacking patterns, shelf-edge trajectories and facies associations in Tertiary coastal deltas, offshore Norway: Implications for the prediction of lithology in prograding systems. — *Norwegian Journal of Geology* 85, 169-187, Trondheim 2005. ISSN 029-196X.
- Caporali A., Aichhorn C., Barlik M., Becker M., Fejes I., Gerhatova L., Ghitau D., Grenerczy Gy., Hefty J., Krauss S., Medak D., Milev G., Mojzes M., Mulic M., Nardo A., Pesec P., Rus T., Simek J., Sledzinski J., Solaric M., Stangl G., Stopar B., Vespe F., Virag G., 2009. Surface kinematics in the Alpine–Carpathian–Dinaric and Balkan region inferred from a new multi-network GPS combination solution. — *Tectonophysics* 474, 295-321.
- Catuneanu O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. — *Elsevier*, Amsterdam, 375 p.
- Cholnoky J., 1911. A kecskeméti földrengés. — *Földrajzi Közlemények* 39, 373–391.
- Cholnoky J., 1918. A Balaton hidrológiája. — In: Lóczy, L. (ed): A Balaton Tudományos tanulmányozásának eredményei, I. kötet, 2. rész. *Kilián F. bizománya*, Budapest, 316 p.
- Cholnoky J., 1936. Magyarország földrajza. — *A Föld és élete*, VI. kötet. Franklin és Társa Kiadó, Budapest, 530 p.
- Christie-Blick N. & Biddle K. T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. — In: Biddle K.T. & Christie-Blick N. (eds), Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. — *SEPM Spec. Publ.* 37, 1-34.
- Cohen A. S., 2003. Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems. — *Oxford University Press*, 500 p.
- Correggiari A., Cattaneo A., Trincardi F., 2005. The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth. — *Marine Geology* 222-223, 49-74.
- Crusius J. & Anderson R. F., 1995. Evaluating the mobility of ¹³⁷Cs, ²³⁹⁺²⁴⁰Pu and ²¹⁰Pb from their distributions in laminated lake sediments. — *Journal of Paleolimnology* 13/2, 119-141.
- Cziczér I., Magyar I., Pipík R., Böhme M., Ćorić S., Bakrač K., Sütő-Szentai M., Lantos M., Babinszki E., Müller P., 2009. Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *Int. J. Earth Sciences* 98, 1741-1766.
- CSató I., Kendall C.G.St.C., Moore P.D., 2007. The Messinian problem in the Pannonian Basin, Eastern Hungary – insights from stratigraphic simulations. — *Sedimentary Geology* 201, 111-140.

- Csató I., Granjeon D., Catuneanu O., Baum G.R., 2013. A three-dimensional stratigraphic model for the Messinian crisis in the Pannonian Basin, eastern Hungary. — *Basin Research* 25, 121-148.
- Csató I., Tóth S., Catuneanu O., Granjeon D., 2015. A sequence stratigraphic model for the Upper Miocene-Pliocene basin fill of the Pannonian Basin, eastern Hungary. — *Marine and Petroleum Geology* (2015), doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.02.010
- Cserkész-Nagy Á., 2014. Egy Tisza-völgyi pleisztocén folyó rekonstrukciója ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján: Morfometriai elemzések a paleoklíma becsléséhez. — *PhD értekezés, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 140 p.*
- Csermák K. & Máté F., 2004. A Balaton talaja. — *Veszprémi Egyetem Georgikon Mezőgazdaságtudományi Kar kiadványa, Veszprém, 142 p.*
- Cserny T., 1985. A Balaton környéki felső-pannóniai üledékes képződmények építésföldtani jellemzése. — *PhD értekezés, BME Építőmérnöki Kar, Budapest, 69 p.*
- Cserny T., 1987. A Balaton aktuálgeológiai kutatásának eredményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1987. évről, 343-365.*
- Cserny T., 2002. A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* 132/különszám, 193-213.
- Cserny T. & Corrada R., 1989. Complex geological investigation of Lake Balaton (Hungary) and its results. — *Acta Geologica Hungarica* 32 (1–2), 117-130.
- Cserny T. & Corrada R., 1990. A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe (Sedimentary maps of the basement of Lake Balaton), — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988, 169-176.*
- Cserny T. & Nagy-Bodor E., 2000. Limnology of Lake Balaton (Hungary). — In Gierlowski-Kordesch E. H. & Kelts K. R. (eds) Lake basins through space and time. — *AAPG Studies in Geology* 46, 605-618.
- Cserny T., Corrada R., Földvári M., Ó. Kovács L., Hertelendi E., Tarján S. Nagyné Bodor E., Erdélyiné Bácskai E., Nagy A., Elbaz-Poulichet F., Árvay G., Dudás A. I., Szurominé Korecz A., 2000. — Cserny T. (ed.), A Balaton földtani kutatásának (1980-1999) összefoglalása I.-IV. — OFGA, T 20000.
- Cserny T., Prónay Zs., Borisláv N., 2004. A Balatonon végzett korábbi szeizmikus mérések újraértékelése. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2004, 273-283.*
- Csillag G., Fodor L., Sebe K., Müller P., Ruzsiczay-Rüdiger Zs., Thamóné-Bozsó E., Bada G., 2010a. A szélerózió szerepe a Dunántúl negyedidőszaki felszínfejlődésében. — *Földtani Közlöny* 140/4, 463-482.
- Csillag G., Sztanó O., Magyar I., Hámori Z., 2010b. A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrási adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* 140/2, 183-196.
- Csordás K., Hamar M., Visnovitz T., 1999. A mocsárgáz. — *1. Kémikus Diákszimpózium kiadványa, Pécs, Bővített Absztrakt., 243-247.*
- Darai E., 2006. Gázfelhalmozódások vizsgálata a balatoni üledékekben. — *Szakdolgozat, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 67 p.*

- Davis A. M. 1992. Shallow gas: an overview. — *Cont. Shelf Res.* 12, 1077-1079.
- Davy B., 1992. Seismic reflection profiling on southern Lake Rotorua – evidence for gas-charged lakefloor sediments. — *Geothermics* 21, 97-108.
- Dooley T. P. & Schreus G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. — *Tectonophysics* 574-575, 1-71.
- Duarte H., Pinheiro L. M., Teixeira F. C., Monteiro J. H., 2007. High-resolution seismic imaging of gas accumulations and seepage in the sediments of the Ria de Aveiro barrier lagoon (Portugal). — *Geo-Marine Letters* 27, 115-126.
- Dudko A., 1986. A Velence-Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, 23-63.
- Fleischer P., Orsi T. H., Richardson M. D. and Anderson A. L., 2001. Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. — *Geo-Marine Letters* 21, 103-122.
- Floodgate G. D. & Judd A. G., 1992. The origins of shallow gas. — *Cont. Shelf Res.* 12, 1145-1156.
- Fodor L., 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannonmedence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés. — *Akadémiai doktori értekezés*, Budapest, 167 p.
- Fodor L., Bada G., Csillag G., Horváth E., Ruzsiczay-Rüdiger Zs., Horváth F., Cloetingh S., Palotás K., Síkhegyi F., Timár G., 2005. An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — *Tectonophysics* 410, 15-41.
- Földvári J. K., 2009. Medrek a balatoni pannonban, ultra-nagy felbontású szeizmikus felvételeken. — *BSc szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 38 p.
- Fukker N., 2014. Balaton környéki fúrások karotázsgörbéinek digitális feldolgozása és értelmezése. — *BSc szakdolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 34 p.
- Gábris Gy. & Nádor A., 2007. Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* 26/22-24, 2758-2782.
- Garcia-Gil S., Vilas F., Garcia-Garcia A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. — *Cont. Shelf Res.* 22, 2303-2315.
- Glørstad-Clark E., Birkeland E.P., Nystuen J.P., Faleide J.I., Midtkandal I., 2011. Triassic platform-margin deltas in the western Barents Sea. — *Marine and Petroleum Geology* 28, 1294-1314.
- Grenerczy Gy., Sella G. F., Stein S., Kenyeres A., 2005. Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. — *Geophysical Research Letters* 32, L16311.
- Greenfield D., 2013. Greenfieldgeography: IGCSE Rivers and GCSE Rivers. — <http://greenfieldgeography.wikispaces.com/IGCSE+Rivers+and+GCSE+Rivers>. (utolsó módosítás: 2013.11.15.)
- Gyalog L. & Horváth I., 2000. Geological map of the Velence Hills. M=1:25 000. — *Geological Institute of Hungary*, Budapest.

- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., 2010. Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest.
- Harding T. P., Vierbuchen R. C., Christie-Blick N., 1985. Structural style, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. — In: Biddle K. T. & Christie-Blick N. (eds), Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. — *SEPM Spec. Publ.* 37, 51-77.
- Helland-Hansen W. & Gjelberg J. G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. — *Sedimentary Geology* 92, 31-52.
- Helland-Hansen W. & Hampson G. J., 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. — *Basin Research* 21, 454-483.
- Henriksen S., Helland-Hansen W., Bullimore S., 2011. Relationships between shelf-edge trajectories and sediment dispersal along depositional dip and strike: a different approach to sequence stratigraphy. — *Basin Research* 23, 3-21.
- Herron D. A., 2012. First Steps in Seismic Interpretation. — *Geophysical Monograph Series*, SEG, 217 p. ISBN (print): 978-1-56080-280-8; ISBN (online): 978-1-56080-293-8.
- Horváth F., 2007. A Pannon-medence geodinamikája. — *Akadémiai doktori értekezés*, Budapest, 238 p.
- Horváth F., Bada G., Szafián P., Tari G., Ádám A., Cloetingh S., 2006. Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data. — In: Gee D. G., Stephenson R. A. (eds): European Lithosphere Dynamics. — *Memoirs. Geol. Soc. Lon.* Spec. Publ. 32, 191-206.
- Horváth F., Sacchi M., Dombrádi E. 2010. A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratiográfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúl és a Balaton területén. — *Földtani Közlöny* 140/4, 391-418.
- Hovland M. & Judd A. G., 1992. The global production of methane from shallow submarine sources. — *Cont. Shelf Res.* 12, 1231-1238.
- IPCC 2007. The Physical Science Basic. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2007.
- Jámbor Á., 1980. A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 62, 1-259.
- Jámbor Á., 1992. Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 35, 407-436.
- Joó I., 1992. Recent vertical movements in the Carpathian Basin. — *Tectonophysics* 202, 129-134.
- Jørgensen B. B. & Fossing H., 2012. Baltic Gas - Final scientific report, compiled by Bo Barker Jørgensen and Henrik Fossing. <http://balticgas.au.dk/>. (utolsó letöltés: 2015.07.08)
- Judd A. G., 2003. The global importance and context of methane escape from the seabed. — *Geo-Marine Letters* 23, 147-154.

Judd A. G. & Hovland M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. — *Cont. Shelf Res.* 12, 1081-1095.

Juhász Gy., 1992. Pannonian (s.l.) lithostratigraphic units in the Great Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment. — *Földtani Közlöny* 122/3–4, 133-165.

Juhász Gy., 1994. Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s. l. üledéksorának összehasonlító elemzése. — *Földtani Közlöny* 124/4, 341-365.

Juhász Gy., 1998. A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. — In: Bérczi I. & Jámor Á. (eds): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. — *MOL és MÁFI kiadvány*, Budapest, 469-483.

Juhász Gy., Pogácsás Gy., Magyar I., Vakarcz G., 2006. Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* 136, 51-86.

Kéz A., 1943. Újabb teraszmegfigyelések a Zala mentén. — *Földrajzi Közlemények* 71, 1-18.

Kolundžija N., 2010. Metan uplašio ljude. — <http://www.blic.rs/Vesti/Vojvodina/212196/Metan-uplasio-ljude> (utolsó frissítés: 2010.10.06)

Kovács G., 2013. Fiatal tektonika és felszínfejlődés kapcsolata az Alpok keleti előterében. — *PhD értekezés*, ELTE, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 150 p.

KVVM, 2015. A Balaton és a Velencei-tó Információs és Tájékoztató rendszere. — http://www.kvvm.hu/balaton/lang_hu/vizszintb.htm (utolsó letöltés: 2015.06.15.)

László K., Péntek A., Lenkey L., 2011. The medieval fort at Moresti based on geophysical surveying and former archaeological excavations. — *Marisia: Archeologie Istorie* 31, 291-298.

Lebatard A., Bourlès D. L., Braucher R., Arnold M., Düringer P., Jolivet M., Moussa A., Deschamps P., Roquin C., Carcaillet J., Schuster M., Lihoreau F., Likius A., Mackaye H. T., Vignaud P., Brunet M., 2010. Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. — *Earth and Planetary Science Letters* 297, 57-70.

Ligeti A., 2013. A balatoni iszap üledékciklusainak vizsgálata és térképezése ultra-nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvények alapján. — *BSc szakdolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 45 p.

Lóczy L., 1896. A balatoni tudományos kutatásokról. — *Földrajzi Közlemények* 9-10, 284-289.

Lóczy L., 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. — In: Lóczy L. (ed): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz, Kilián F. Bizománya, Budapest, 617 p.

Lopes Cardazzo G., Bada G., Lankreijer A., Nieuwland D., 2002. Analogue modelling of a prograding strike-slip fault: Case study of the Balatonfő fault, western Hungary. — In: Cloetingh S., Horváth F., Bada G., Lankreijer A. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *European Geosciences Union, Katlenburg-Lindau, Germany, St. Mueller Special Publication Series* 3, 217-226.

- Magyar I., 2004: Tanulságok a hazai pannóniai puhatestű-rétegtan történetéből. — *Földtani Közlöny* 134/3, 369–390.
- Magyar I., 2009. A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben őslénytani és szeizmikus rétegtani adatok alapján. — *Akadémiai doktori értekezés*, Budapest, 134 p.
- Magyar I., Sztanó O. 2008. Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* 5/3-4, 245-255.
- Magyar I., Geary D. H. & Müller P., 1999a. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 151-167.
- Magyar I., Geary D. H., Sütő-Szentai M., Lantos M., Müller P., 1999b. Integrated bio-, magneto- and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — In: Magyar I., Geary D. H. (eds): Fossils and strata of Lake Pannon, a long-lived lake from the Upper Miocene of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 42, 5-31.
- Magyar I., Radivojević D., Sztanó O., Synak R, Ujszászi K., Pócsik M., 2013. Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Glob. Planet. Change* 103, 168-173.
- Marosi S., Szilárd J., 1981. A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* 29/1, 1-30.
- Martin U. & Németh K., 2004. Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica Tomus* 26, 192 p.
- Martínez-Carreño N. & García-Gil S., 2013. The Holocene gas system of the Ría de Vigo (NW Spain): Factors controlling the location of gas accumulations, seeps and pockmarks. — *Marine Geology* 344, 82-100.
- Márton P., Babinszki E., Dövényi P., Drahos D., Galsa A., Horváth F., Lipovics T., Mártonné Szalay E., Pusztai S., Salát P., Surányi G., Székely B., Tóth T., Windhoffer G. 2007. Integrált kutató módszer kifejlesztése negyedidőszaki környezeti állapotok geofizikai vizsgálatára (Development of an integrated research method for the geophysical investigation of environmental conditions in the Quaternary). — *Zárójelentés a T 44765 sz. OTKA pályázathoz (2003-2005)*, 23 p.
- Mathys M., Thiessen O., Theilen F., Schmidt M., 2005. Seismic characterization of gas-rich nearsurface sediments in the Arkona Basin, Baltic Sea. — *Mar. Geophys. Res.* 26, 207-224.
- Mattick R., Phillips R., Rumpler J., 1988. Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rocks in the Pannonian basin in southeastern Hungary. — In: Royden L. & Horváth F. (eds): The Pannonian basin, a study in basin evolution. — *AAPG Memoir* 45, 117-145.
- Mattick R., Rumpler J., Phillips R., 1985. Seismic stratigraphy of the Pannonian basin in southeastern Hungary. — *Geophysical Transactions, Special Edition* 31, 13-54.
- Mike K., 1976. A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vituki, Vízrajzi Atlasz sorozat* 21, 30-39.
- Mike K., 1980a. A Balaton környéki neotektonika. — *Földrajzi Közlemények* 108/3, 185-204.
- Mike K., 1980b. Ősmedernyomok a Balaton környékén. — *Földrajzi Értesítő* 29, 313-334.

Mike K., 1991. Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története. — *Aqua Kiadó*, Budapest, 698 p.

MTA Vízgazdálkodási Kutatócsoportja & BME Vízi Közmű és Környezetmérnöki Tanszéke 2015. Balatoni Mérőállomás. — <http://www.vkkt.bme.hu/balaton> (utolsó letöltés:2015.06.27.)

Naylor M. A., Mandl G., Sijpesteijn C. H. K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. — *Journal of Structural Geology* 8, 737-752.

Németh A., 2013a. A Balaton hőmérsékleti rétegződésének vizsgálata. — *TDK dolgozat*, BME Építőmérnöki Kar, 37 p.

Németh K. & Martin U., 1999. Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony Balaton Highland Volcanic Field (Hungary) using physical volcanology data. — *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 43/4, 417-438.

Németh K., Martin U., Csillag G., 2003. Lepusztult freatomagmás vulkáni kráter és kürtökitöltés-roncsok (diatrémák) a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2000–2001*, 83-99.

Németh V., 2013b. Balatoni vízi szeizmikus adatok feldolgozása. — *BSc szakdolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 50 p.

Novák D., 2006. A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Szakdolgozat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 92 p.

Novák D., Koncz D., Horváth A., Szafián P., Sztanó O., 2010. Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: modernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — *Földtani Közlöny* 140/4, 419-428.

Orange D., García-García A., Lorenson T., Nittrover C., Milligan T., Miserocchi S., Langone L., Correggiari A., Trincardi F., 2005. Shallow gas and flood deposition on the Po Delta. — *Marine Geology* 222–223, 159-177.

Pánczél Sz. P., Lenkey L., Pethe M., Laczkó N., 2012. Updating our knowledge about the Roman fort from Brancovenesti, Mures County. — *Marisia: Archelogie Istorie* 32, 105-115.

Pennington W., Cambray R. S., Fisher E. M., 1973. Observations on lake sediments using ¹³⁷Cs as a tracer. — *Nature* 242, 324-326.

Pogácsás Gy., Révész I., 1987. Seismic stratigraphic and sedimentological analysis of Neogene delta features in the Pannonian basin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 70, 267-273.

Pogácsás Gy., Lakatos L., Révész I., Ujszászi K., Vakarcs G., Várkonyi L., Várnai P., 1988. Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* 31, 175-207

Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Braucher R., Csillag G., Fodor L., Dunai T.J., Bada G., Bourlés D., Müller P., 2011. Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *Quaternary Geochronology* 6, 515-529.

Sacchi M. 2001. Late Miocene evolution of western Pannonian basin, Hungary. — *PhD értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 193 p.

Sacchi M., Cserny T., Dövényi P., Horváth F., Magyari O., McGee T.M., Mirable L., Tonielli R. 1998. Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 41/1, 63-88.

Sacchi M., Horváth F., Magyari O. 1999. Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian basin, Hungary. — In: Durban B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* 156, 357-390.

Schott R., 2013. GEOL B10 - Introduction to Geology. — <http://bc.outcrop.org/images/rivers/press4e/figure-14-09a.jpg> (utolsó letöltés: 2015.06.28.)

Sebe K., Csillag G., Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Thamó-Bozsó E., Müller P., Braucher R., 2011. Wind erosion under cold climate: A Pleistocene periglacial mega-yardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). — *Geomorphology* 134, 470-482.

Simpkin P.G., Davis A., 1993. For seismic profiling in shallow water, a novel receiver. — *Sea Technology* 34, 21-28.

Sinke A. J. C., Cornelese A. A., Cappenberg T. E., Zehnder A. J. B., 1992. Seasonal variation in sulfate reduction and methanogenesis in peaty sediments of eutrophic Lake Loosdrecht, The Netherlands. — *Biogeochemistry* 16, 43-61.

Steel R. & Olsen T., 2002. Clinoforms, Clinoform Trajectories and Deepwater Sands. In Armentrout J.M. & Rosen N.C. (eds): Sequence Stratigraphic models for exploration and production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories. — *Special Publication GCS- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 367-381..

Steininger F. F., Seneš J., Kleemann K., Rögl F. (eds), 1985. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys 1-2., *Inst. Pal. Univ. Bécs*, 189-536.

Šujan M., Braucher R., Kováč M., Bourlès D. L., Rybár S., Guillou V., Hudáčeková N., (in prep.). Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to Late Miocene – Pliocene sequences in the northern Pannonian Basin System: confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments. — *submitted to Global and Planetary Change*.

Sümeğhy J., 1953. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1951. évről*, 83-109.

Szafián P., Bada G., Sztanó O., Zlinszky A., Székely B., Horváth F., 2007a. High-resolution seismic investigations at Lake Balaton, Transdanubia, I: Paleoenvironments and lake level variations. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, HUNTEK Workshop, Sopron, Absztrakt kötet*, p. 33.

Szafián P., Bada G., Vincze O., Székely B., Spiess V. 2007b. Neotectonic analysis of high resolution seismic data, Lake Balaton, Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* 9, 03600.

Szick N., 2010. Pannóniai üledékciklusok vizsgálata a Balaton keleti-medencéjének környékén fúrási rétegsorok alapján. — *Szakdolgozat*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 55 p. +29 p. melléklet.

Sztanó O. & Magyar I., 2006. Balatoni nagyfelbontású (egycsatornás) szeizmikus szelvények szedimentológiai, sztratigráfiai értelmezése és korrelációja a Balaton környékén felszínen kibukkanó üledékekkel. — *Zárójelentés a T 037724 sz. OTKA pályázathoz (2002-2006)*, 15 p.

Sztanó O. & Magyar I., 2007. Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geologie und Palaontologie* 9, 105-108.

Sztanó O. & Haas J., 2012. Hydrocarbon reservoirs in the Pannonian Basin and their outcrop analogs in the Transdanubian Range, Hungary, Field Guide for the 21–25 of August 2012 field trip. Csizmeg J. & Győri O. (eds), *Eötvös Student Chapter of AAPG*, 49 p.

Sztanó O., Magyar Á., Tóth P., 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai Kállai Kavics Tapolca környéki előfordulásaiban. — *Földtani Közlöny* 140/3, 167-182.

Sztanó O., Magyar I., Szónoky M., Lantos M., Müller P., Lenkey L., Katona L., Csillag G., 2013a. A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlöny* 143/1, 445-468.

Sztanó O., Szafián P., Magyar I., Horányi A., Bada G., Hughes D., Hoyer D., Wallis R., 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Glob. Planet. Change* 103, 149-167.

Taylor D. I., 1992. Nearshore shallow gas around the U.K. coast. — *Cont. Shelf Res.* 12, 1135-1144.

Tchalenko J. S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. — *Geological Society of American Bulletin* 81, 1625-1640.

Timár G. & Kern A., 2005. Friss műholdfelvétel legnagyobb tavainkról. — <http://www.origo.hu/tudomany/fold/20050317egyetlen.html>

Timár G., Csillag G., Székely B., Molnár G., Galambos Cs., Czanik Cs., 2010. A Balaton legnagyobb kiterjedésének rekonstrukciója a függőleges kéregmozgások figyelembevételével. — *Földtani Közlöny* 140/4, 455-462.

Tóth J., 2009a. Gravitational system of groundwater flow. Theory, Evolution, Utilization. — *Cambridge University Press*, Cambridge, 279 p.

Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Bus Z., Kiszely M., Czifra T., 2009a. Magyarországi földrengések évkönyve 2008. — *GeoRisk – MTA GGI*, Budapest, 98 p.

Tóth P., Szafián P. & Sztanó O., 2010a. Egy pannóniai korú Gilbert-delta felépítése "3D" földradar (GPR) szelvények alapján. — *Földtani Közlöny* 140/3, 235-250.

Tóth T., 2003. Folyóvízi szeizmikus mérések. — *PhD értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 141 p.

Tóth T., Vida R., Horváth F., Simpkin P., 1997. Shallow-water single and multichannel seismic profiling in a riverine environment. — *The Leading Edge* 16, 1691-1695.

Tóth Zs. 2009b: Balatoni többcsatornás vízi szeizmikus adatok feldolgozása és értelmezése — *Szakdolgozat*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest 87 p.

Tóth Zs., 2013. Seismo-acoustic investigations of shallow free gas in the sediments of the Baltic Sea. — *PhD értekezés*, University of Bremen, 180 p.

Tóth Zs. & Vincze O., 2007. Pre-pannon aljzat morfológiájának vizsgálata. — *XXXVIII. Ifjú Szakemberek Ankétja*, Bakonybél, Absztrakt.

Tóth Zs., Bada G., Szafián P., Göncz G., Spieß V., 2009b. Multichannel seismic surveying on Lake Balaton, Hungary, providing insights into high-resolution basin stratigraphy and neotectonic habitat. — *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU General Assembly 2009

Tóth Zs., Tóth T., Szafián P., Horváth A., Hámori Z., Dombrádi E., Fekete N., Spieß V., Horváth F., 2010b. Szeizmikus kutatások a Balatonon. — *Földtani Közlöny* 140/4, 355-366.

Tóth Zs., Speiss V., Jensen J., 2014. Seismo-acoustic signatures of shallow free gas in the Bornholm Basin, Baltic Sea. — *Cont. Shelf Res.* 88, 228-239.

Törő B., 2011: Észak-Somogyi terület pannóniai-pliocén üledékképződése és szerkezeti fejlődése. — *MSc Diplomamunka*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest 119 p.

Törő B., Sztanó O., Fodor L., 2012. Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban. — *Földtani Közlöny* 142/4, 445-468.

Tullner T. & Cserny T., 2004. A Balaton földtudományi adatbázisa. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 47-53.

Uhrin A., 2011. Vízsztintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben. — *PhD értekezés*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 127 p.

Uhrin A. & Sztanó O. 2013. Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *Int. J. Earth Sciences* (Geologische Rundschau) 101, 1427-1440.

USGS, 2014. Visual Glossary: Fault, Normal faults, Reverse faults, Strike-slip fault, Fault scarp. — <http://geomaps.wr.usgs.gov/parks/deform/gfaults.html>. (utolsó frissítés: 2014.10.03)

Vail P. R., Mitchum R. Jr., Thompson S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of the sea level, part 3: Relative changes of the sea level from the coastal onlap. — In: Payton C. E. (ed): *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon exploration*. — *AAPG Memoir* 26, 63-82.

Vakarcs G., 1997. Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary — *PhD értekezés*, Rice University, Houston, Texas, 514 p..

Vakarcs G., Vail P.R., Tari G., Pogácsás G., Mattick R.E., Szabó A., 1994. Third-order Miocene–Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* 240, 81-106.

Varga G. and Kravinszkaja G. 2013. Hydrology report on water balance of Lake Balaton. *Riscuri Şi Catastrofe, Nr. XII, Vol. 13, Nr. 2/2013*, 63-74.

Várkonyi A., Törő B., Sztanó O., Fodor L., 2013. Late Cenozoic deformation and tectonically controlled sedimentation near the Balaton zone (central Pannonian basin, Hungary). *Occasional Papers of the Geological and Geophysical Institute of Hungary* 1, 72-73, ISSN 2064-0293, ISBN 978-963-671-294-5.

Vincze O., 2006. Neotektonikai vizsgálatok a Balaton keleti medencéje környezetében nagy és ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján. — *Szakdolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest 73 p.

Vincze O., 2007. Neotektonikai vizsgálatok a Balaton keleti medencéje környezetében nagy és ultranagy felbontású szeizmikus szelvények alapján. — *XXXVIII. Ifjú Szakemberek Ankétja*, Bakkonybél, Absztrakt.

Visnovitz F., 2012. Stratigraphy of Late Miocene basin fill below Lake Balaton. — *XLIII. Ifjú Szakemberek Ankétja*, Tatabánya, Absztrakt kötet p. 58.

Visnovitz F., 2013. Késő-miocén sekélyvízi deltalebeny épülés balatoni nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvényeken. — *PEME, VI. PhD Konferencia, Budapest, Hungary, elektronikus konferencia kiadványa*, 684-693.

Visnovitz F. & Horváth F., 2013. Pleistocene sediments under the Lake Balaton's mud layer. — In: Zákányi B. & Faur K., (eds). *IX. Kárpát-medencei környezettudományi konferencia: Konferencia kiadvány*, Miskolc, Magyarország, 230-236. (ISBN:978-963-358-032-5)

Visnovitz F. és a balatoni szeizmikus kutatócsoport (Spiess V., Fekete N., Tóth Zs., Wenau S., Ramos C., Bergmann F., Balázs A., Hámori Z., Kudó I., De Simone C., Cazzaniga D., Esposito C., Horváth F., Timár G.) 2012. Késő-miocén üledékrétegek szeizmikus kutatása a Balaton középső medencéjében. — *Környezettudományi Doktori Iskolák konferenciája kiadvány*, ISBN 978-963-284-242-4, 12-19.

Visnovitz F., Tóth T., Hámori Z., Kudó I., Balázs A., Sacchi M., Surányi G., Horváth F., 2013. Balatoni egysatornás, nagy felbontású szeizmikus szelvények újrafeldolgozása. — *Magyar Geofizika* 54/2, 77-88.

Visnovitz F., Bodnár T., Horváth F., 2014a. Seismic Characteristics of Gas Accumulations in Sediments of Lake Balaton, Hungary. — *Near Surface Geoscience 2014 - First Applied Shallow Marine Geophysics Conference, Athene, Extended Abstracts*, EAGE EarthDoc, doi: 10.3997/2214-4609.20142137.

Visnovitz F., Horváth F., Surányi G., 2014b. Geometry-Lithology-Origin: Solving the mystery of the Late Miocene mounded features below Lake Balaton. — *Geophysical Research Abstracts* 16, EGU2014-781-2.

Visnovitz F., Bodnár T., Tóth Zs., Spiess V., Kudó I., Timár G., Horváth F., in press. Seismic expressions of shallow gas in the lacustrine deposits of Lake Balaton, Hungary. — *Near Surface Geophysics*, in press.

Visnovitz F., Horváth F., Fekete N., Spiess V., 2015. Strike-slip tectonics in the Pannonian basin based on seismic surveys at Lake Balaton. — *Int. J. Earth Sciences*, doi :10.1007/s00531-015-1179-x.

Walker R. T., Bergman E. A., Szeliga W., Fielding E. J., 2011. Insights into the 1968–1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. — *Geophys. J. Int.* 187, 1577-1603.

Wever Th. F. & Fiedler H. M., 1995. Variability of acoustic turbidity in Eckernförde Bay (southwest Baltic Sea) related to annual temperature cycle. — *Marine Geology* 125, 21-27.

Wever Th. F., Abegg F., Fiedler H. M., Fechner G., Stender I. H., 1998. Shallow gas in the muddy sediments of Eckernförde Bay, Germany. — *Cont. Shelf Res.* 18, 1815-1739.

Wijbrans J., Németh K., Martin U., Balogh K., 2007. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 193-204.

Xiujuan W., Shiguo W., Yiqun G., Schengxiong Y., Yuehua G., 2011. Geophysical Indicators of Gas Hydrate in the Northern Continental Margin, South China Sea. — *Hindawi Publishing Corporation, Journ. of Geol. Res.* 2011, 1-8. doi:10.1155/2011/359597

Yilmaz Ö., 1997. Seismic data processing. — *Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa*, 526 p.

Zlinszky A., Molnár G., Székely B., 2010. A Balaton vízmélységének és tavi üledékvastagságának térképezése vízi szeizmikus szelvények alapján. — *Földtani Közlöny* 140/4, 429-438.

Zólyomi B., 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. — *MTA Biol. Tud. Oszt. Közl.*, 491-530.

Zólyomi B., 1966. A Balaton iszaprétegeinek kormeghatározó pollenstatisztikai vizsgálata. — A Balaton feliszapolódásával kapcsolatos kutatások 1963-64. — *VITUKI kiadvány, Kézirat*, Budapest, 7-12.

Zólyomi B. & Nagy Lászlóné 1992. A Balaton múltja a pollensztatigráfiai vizsgálatok tükrében. — *100 éves a Balaton kutatás*, Tihany. XXXIII. Hidrobiológus Napok, 25-29.

13. Válogatott ábrák gyűjteménye

I. melléklet:

3.5. ábra: A Balaton alatti pannon rétegek korrelációja a Tihanyi-félsziget rétegsorával és a Pan-2 szekvenciahatár pozíciója, Horváth et al. 2010 alapján (PhD 24. o.)

II. melléklet:

3.7. ábra: A Siófoki-medence területén értelmezett paraszekvenciális egységek és a hozzájuk kapcsolódó szeizmosztratigráfiai jelenségek (PhD 28. o.)

III. melléklet:

3.10/A ábra: Nagyfelbontású kompozit szelvény a Szemesi- és a Siófoki-medencén keresztül (PhD 31. o.)

IV. melléklet:

3.10/B ábra: Nagyfelbontású kompozit szelvény és értelmezése a ps2 paraszekvencia határra kiegyenlítő (PhD 32. o.)

V. melléklet:

3.13. ábra: A pannon üledékek bázisa nagyfelbontású szeizmikus szelvények alapján (PhD 37. o.)

VI. melléklet:

3.15. ábra: A „német” többcsatornás vízi szeizmikán látható deltaletjtők litosztratigráfiai besorolása (PhD 41. o.)

VII. melléklet:

4.9. ábra: A vízi szeizmikus szelvények alapján készített vetőindikáció-térkép a Balaton területére (PhD 77. o.)

VIII. melléklet:

4.12. ábra: A balos oldal-eltolódási zónához kapcsolódó másodlagos szerkezeti elemek redők (PhD 81. o.)

IX. melléklet:

4.14. ábra: A Balaton alatti pannon üledékekhez kapcsolódó törések szerkezeti vázlata (PhD 83. o.)

X. melléklet:

4.15. ábra: A Pannon-medence kialakulását szabályozó fő szerkezeti elemek és a medence aljzatmélységének áttekintő térképe Horváth et al. 2006 alapján (PhD 86. o.)

XI. melléklet:

5.9. ábra: A Balaton vízmélység-térképe az 1997-2014 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján (PhD 109. o.)

XII. melléklet:

5.10. ábra: A balatoni iszap bázisa az 1997-2012 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján (PhD 109. o.)

XIII. melléklet:

5.11. ábra: A balatoni iszap vastagságtérképe az 1997-2012 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján (PhD 110. o.)

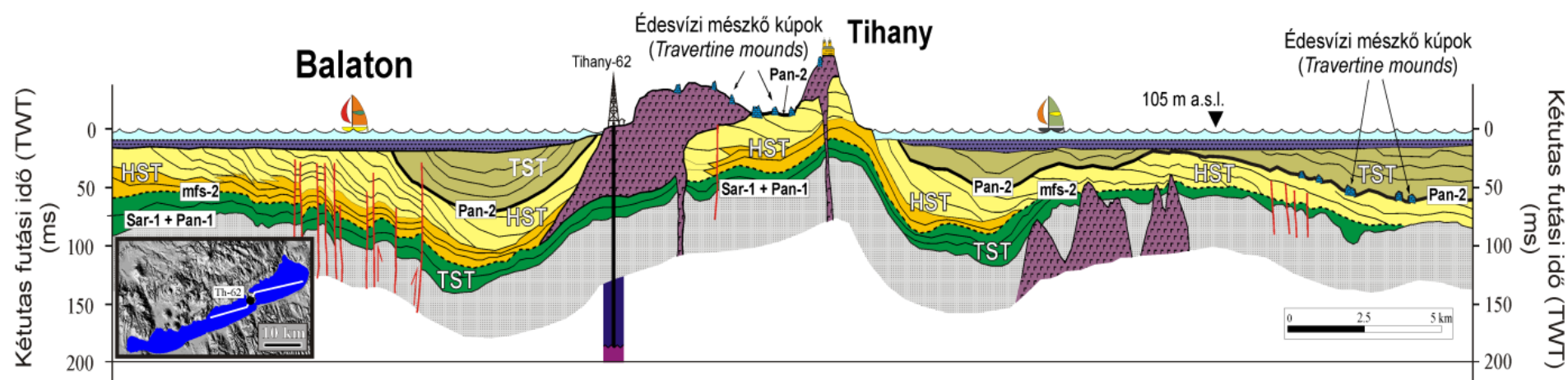
XIV. melléklet:

6.3. ábra: A Balaton alatt előforduló leggyakoribb gázanómália-típusok és azok relatív térbeli helyzete (PhD 124-125. o.)

XV. melléklet:

6.12. ábra: A balatoni iszap 1997 és 2012 közötti gáztartalmát és akusztikus átlátszóságát bemutató áttekintő térkép (PhD 135. o.)

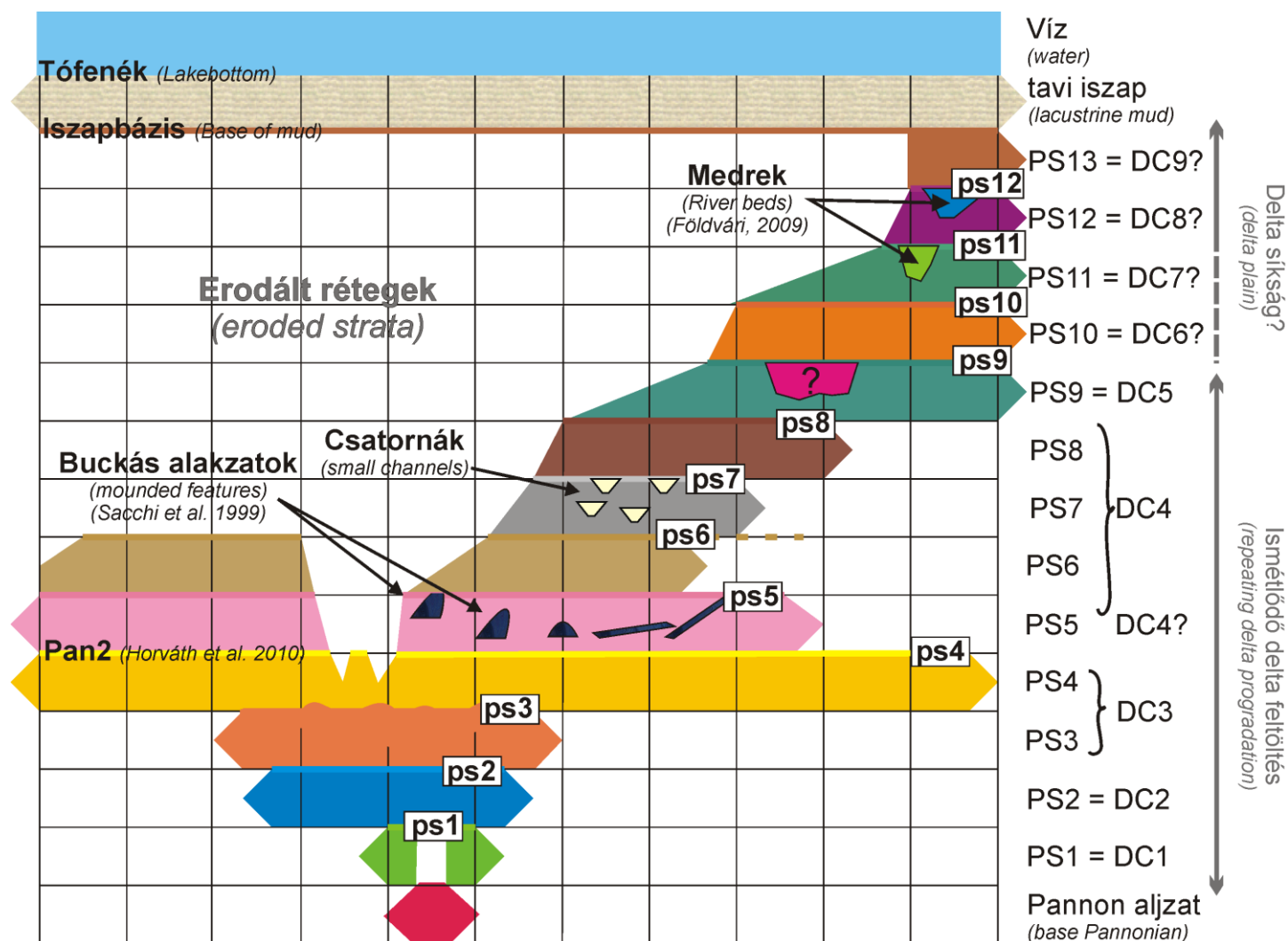
I. melléklet



3.5. ábra: A Balaton alatti pannon rétegek korrelációja a Tihanyi-félsziget rétegsorával és a Pan-2 szekvenciahatár pozíciója (Horváth et al. 2010).

Figure 3.5. Correlation between the Fehérpart outcrop (Tihany) and high-resolution seismic profiles at Lake Balaton (Horváth et al. 2010). Profile also mark the Pan-2 horizon, which was interpreted as a third order sequence boundary.

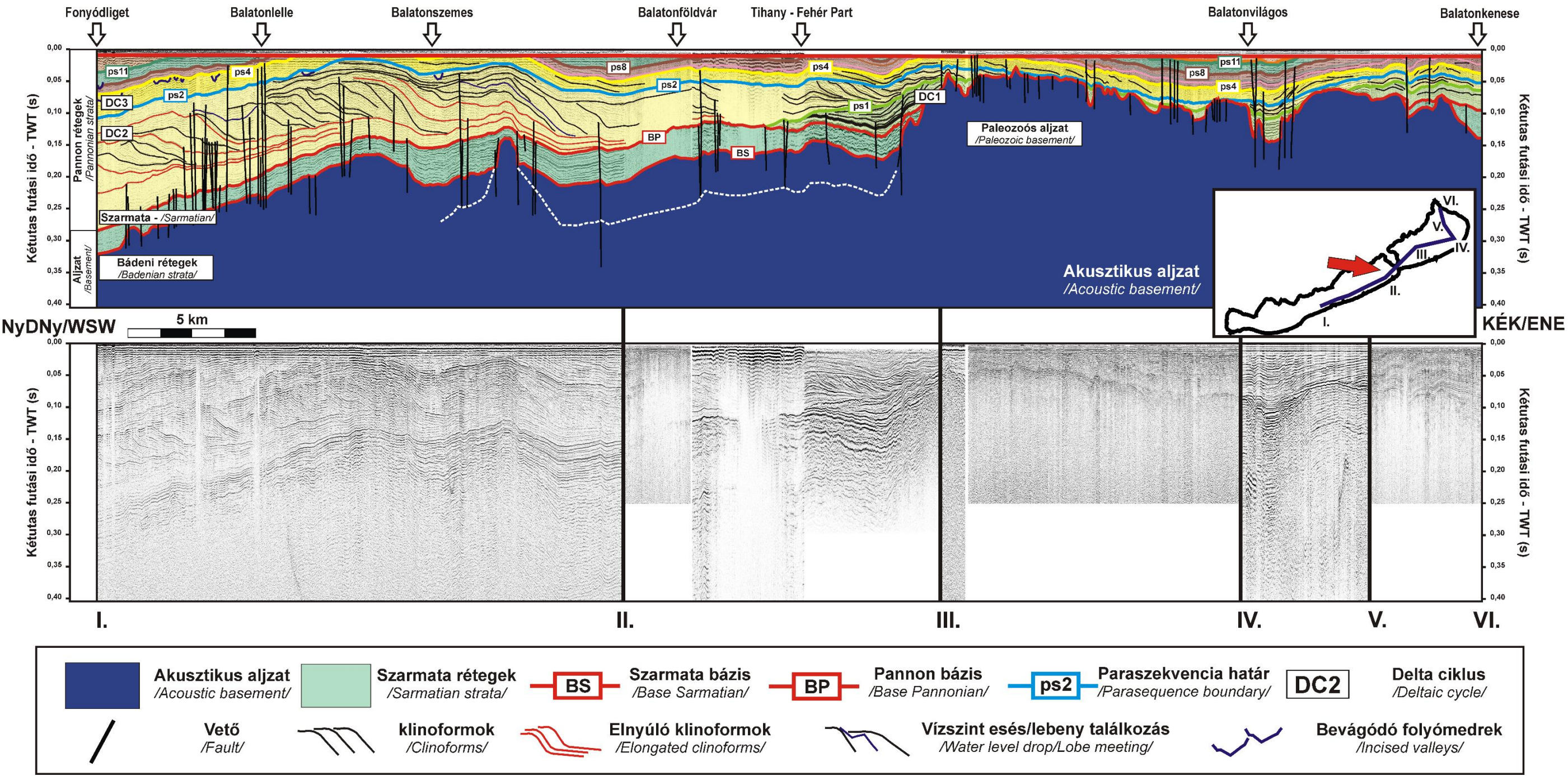
II. melléklet



3.7. ábra: A Siófoki-medence területén értelmezett paraszekvenciális egységek és a hozzájuk kapcsolódó főbb szeizmosztratigráfiai jelenségek a 3.6. ábrán látható ultranagy felbontású kompozit szelvény alapján. A rétegsor összesített vastagsága kb. 200 m. Jelkulcs: ps= térképezett paraszekvencia határ; PS= paraszekvenciális egység, DC= delta ciklus.

Figure 3.7. Parasequences and seis-mostratigraphic features of the Pannonian strata in the area of the Siófok basin based on the composite profile in Figure 3.6. Approximate thickness of the whole strata is about 200 m. Legend: ps= parasequence boundary, PS= parasequence unit; DC= delta cycle/delta complex sediments.

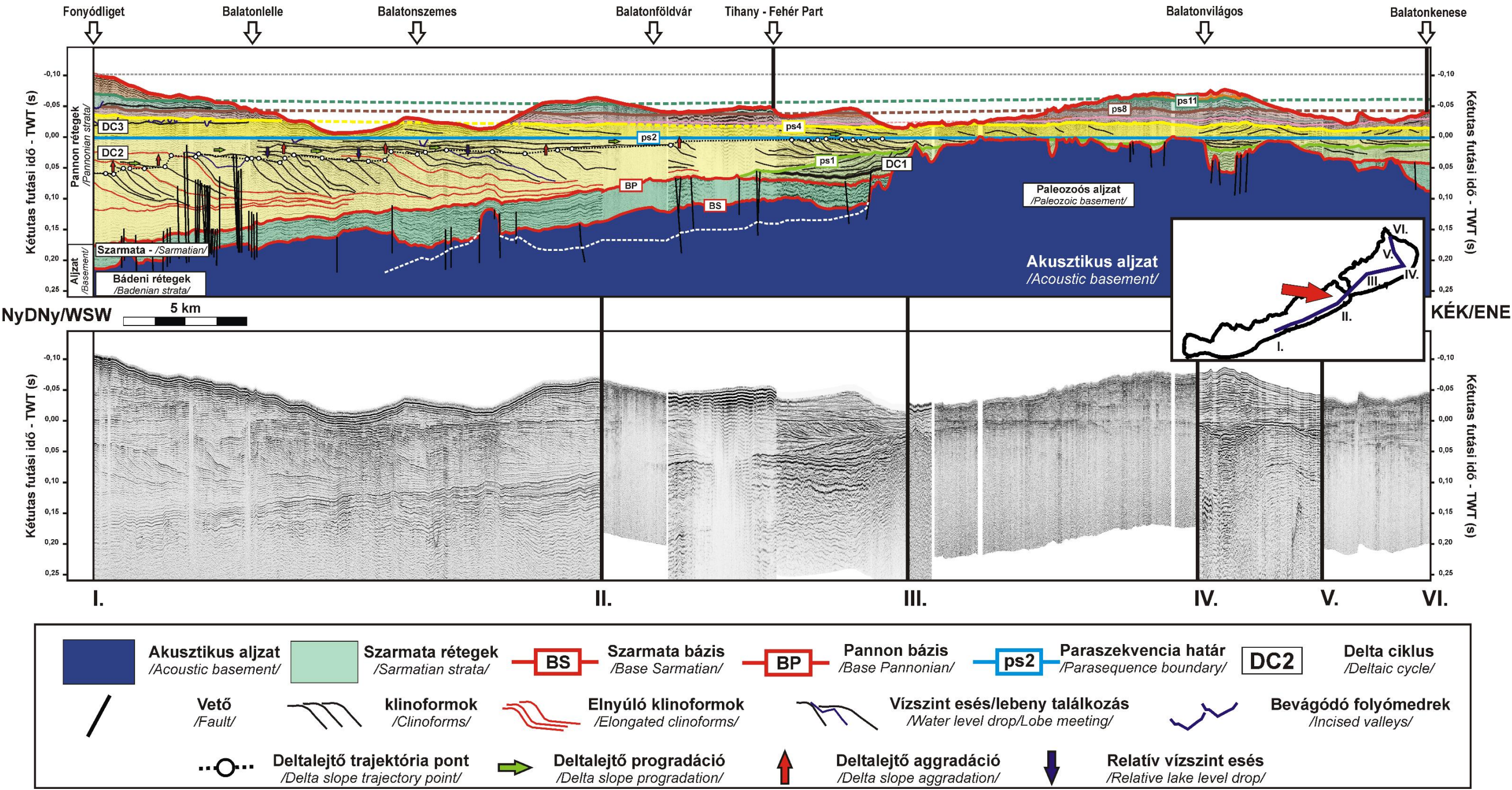
III. melléklet



3.10/A ábra: Nagyfelbontású kompozit szelvény és értelmezése a Szemesi- és a Siófoki-medencén keresztül, mely bemutatja a Balaton késő-miocén üledékképződési folyamatait.

Figure 3.10/A. High-resolution composite profile and its interpretation across the Szemes and Siófok basin showing the Late Miocene sedimentary cycles in the area of Lake Balaton.

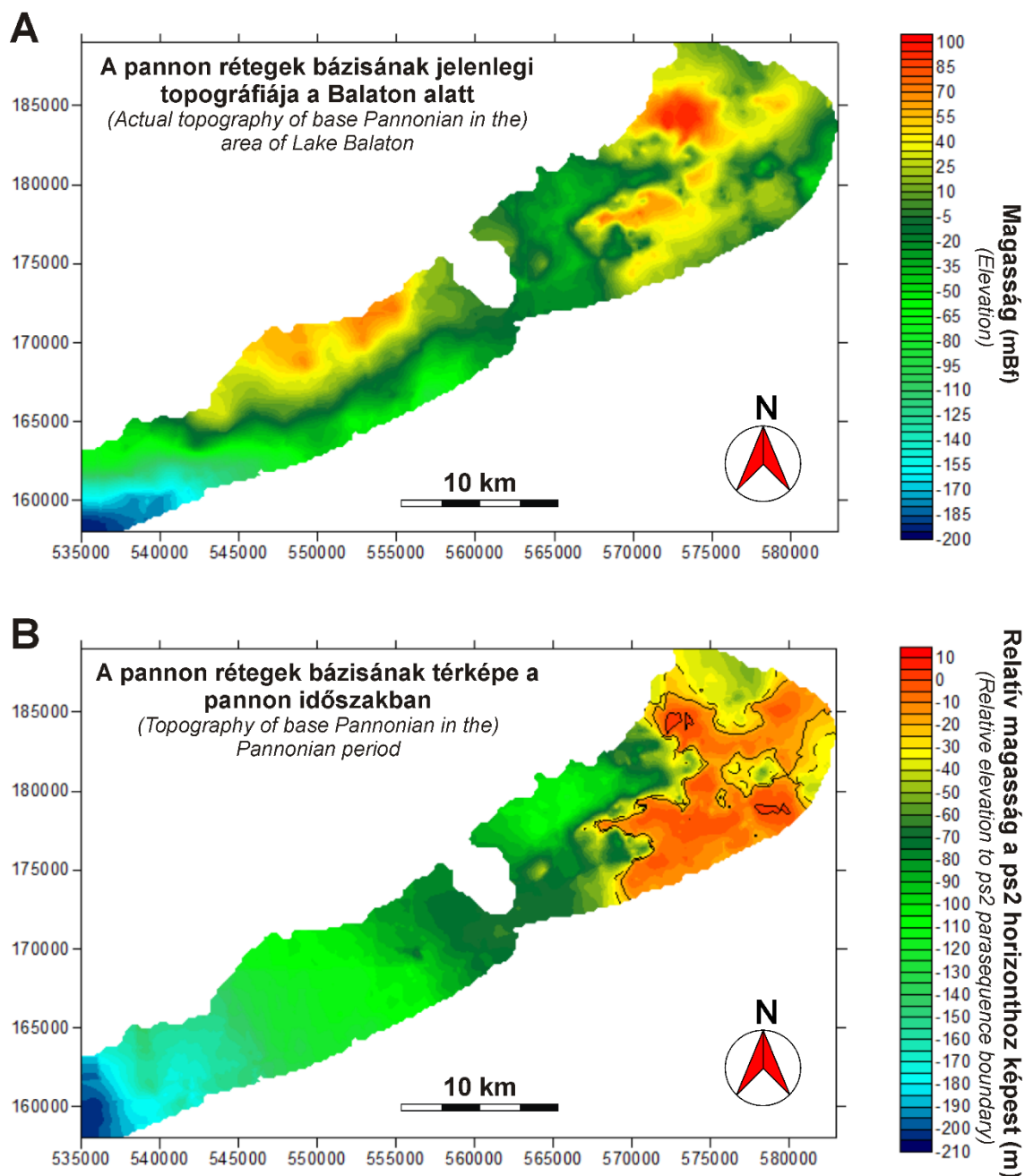
IV. melléklet



3.10/B ábra: A Nagyfelbontású kompozit szelvény és értelmezése a ps2 paraszekvencia határra kiegyenlítve.

Figure 3.10/B. The high-resolution composite profile flattened to ps2 parasequence boundary.

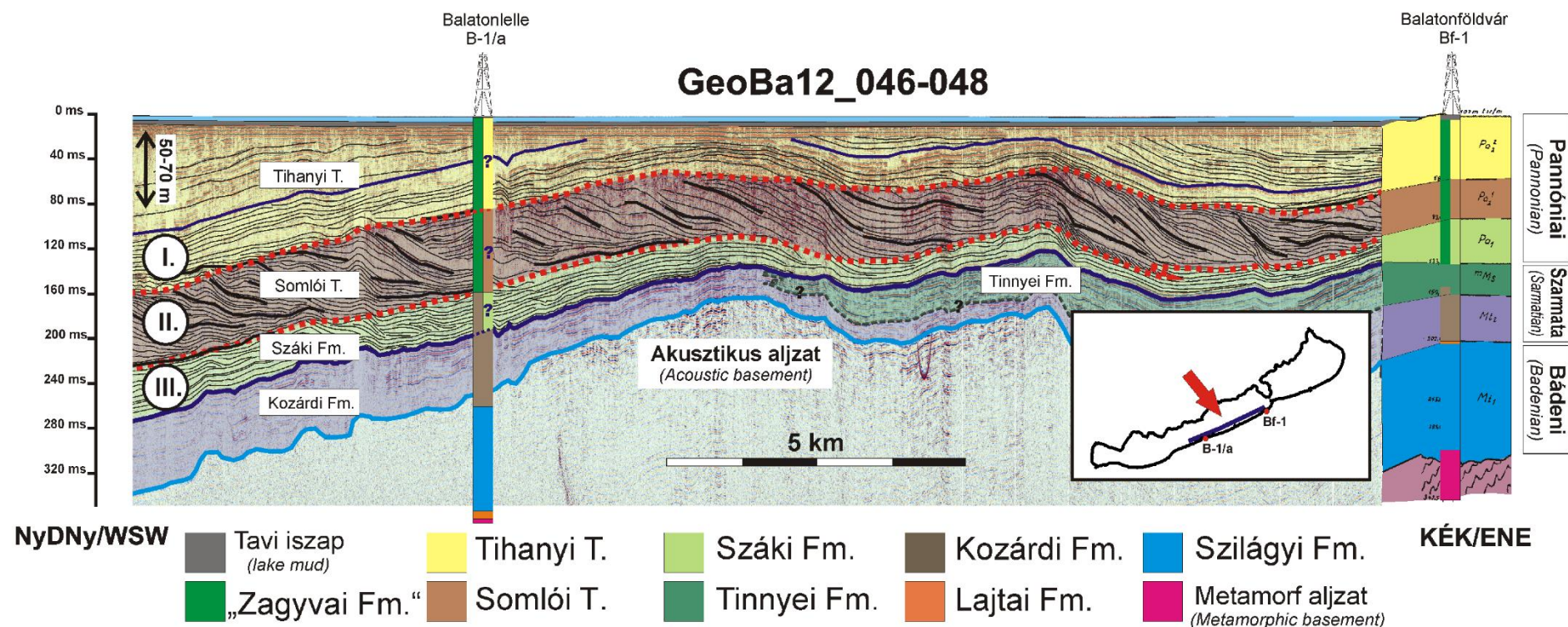
V. melléklet



3.13. ábra: A pannon üledékek bázisa a „német” többcsatornás és az „olasz” egycsatornás, nagyfelbontású szeizmikus szelvények alapján. A feltüntetett mélységek egységesen $v=2000$ m/s értékkel lettek kiszámítva. A) A jelenlegi aljzattopográfia (mBf); B) A ps2 paraszekvencia határ kiegyenlítésével számolt korrigált aljzattopográfia, mely jól jellemzi a térség magassági viszonyait a pannon üledékképződés kezdetén.

Figure 3.13. Topography of base Pannonian based on „German” multichannel and „Italian” high-resolution surveys at Lake Balaton. Time-depth conversion was calculated with a constant $v=2000$ m/s value. A) Actual topography of base Pannonian (mBf); B) Reconstructed bathymetry with flattening to ps2 parasequence boundary.

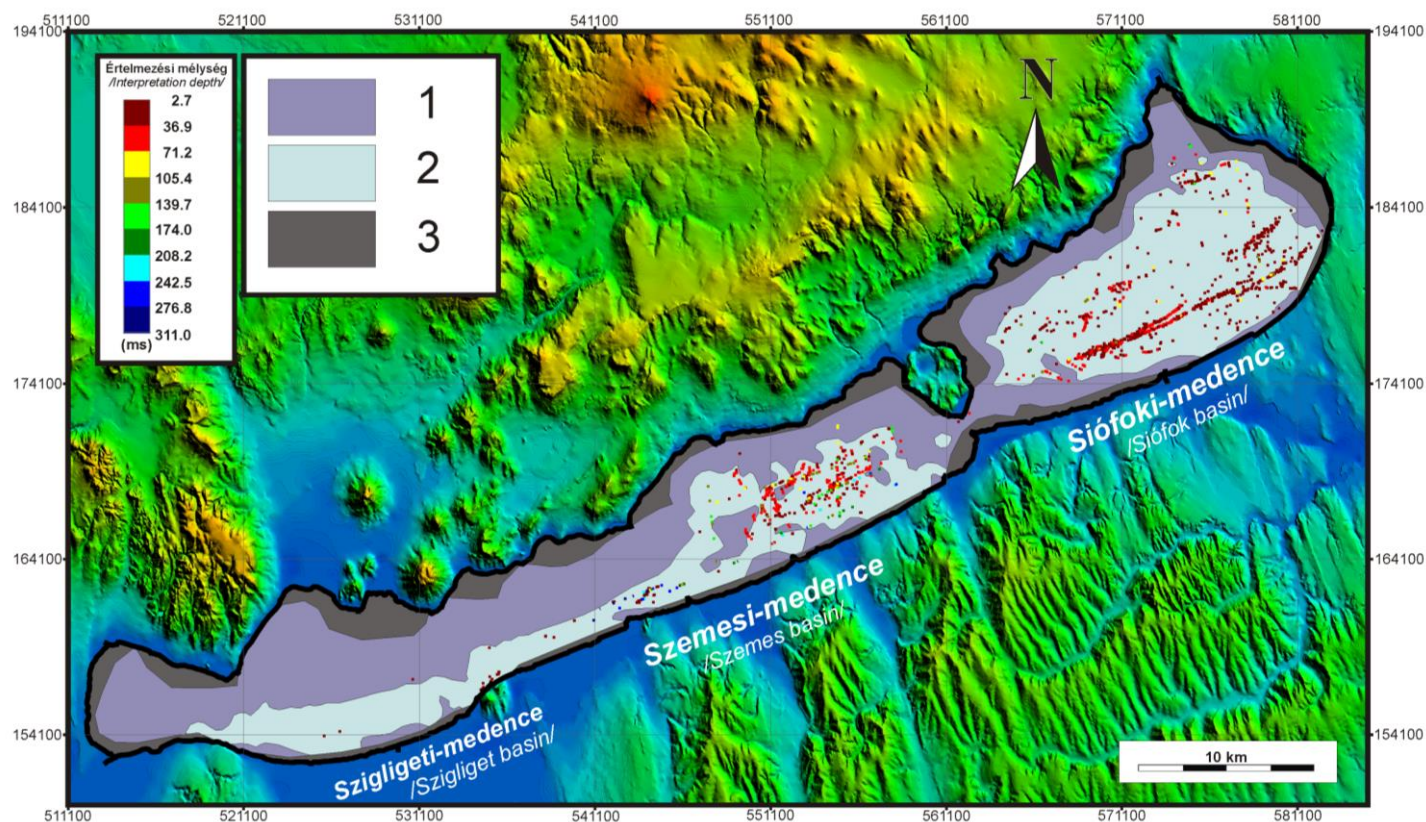
VI. melléklet



3.15. ábra: A „német” többcsatornás vízi szeizmikán látható deltalejtők litosztratigráfiai besorolása a balatonföldvári Bf-1 és a balatonlelle B-1/a fúrások rétegsora alapján (balra: a MÁFI által átértékelt rétegsor, jobbra: Bf-1 eredeti értelmezése, illetve B-1/a legvalószínűbb rétegsora a szeizmika alapján). A korreláció szerint a delták fedőrétegei (I.) és a későbbi ciklusok a Tihanyi Tagozat, a delták homlokrétegei (II.) a Somlói Tagozat, még a prodelta (III.) a Száki Formáció részét képezi.

Figure 3.15. Lithostratigraphic division of the delta complex observed in “German” multichannel seismic section at Lake Balaton based on borehole Bf-1 (Balatonföldvár) and B-1/a (Balatonlelle). Columns to the left show classification modified by MÁFI, columns to the right show classical interpretation in Bf-1 and the division suggested by seismic data in B-1/a. Correlation suggests that topset layers (I.) of the delta complex and material in younger cycles are related to the Tihany Member, foresets of the delta (II.) are related to Somló Member, while bottemset reflections (III.) are parts of the Szák Formation.

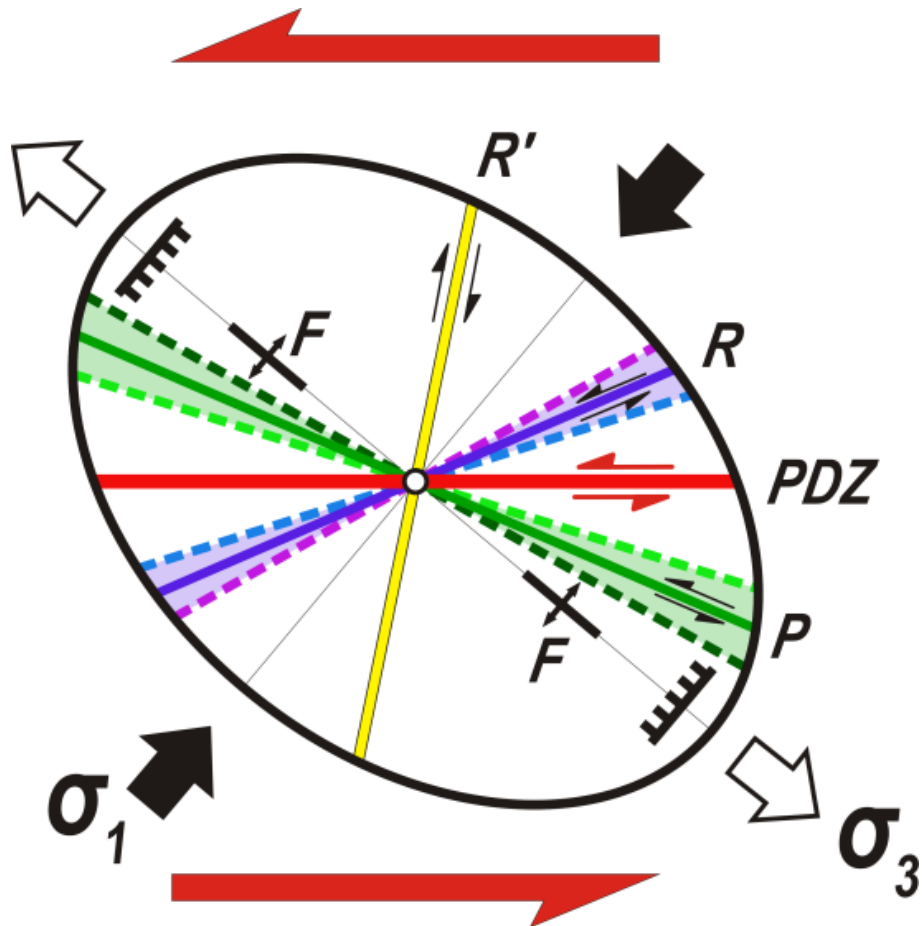
VII. melléklet



4.9. ábra: A vízi szeizmikus szelvények alapján készített vetőindikáció-térkép a Balaton területére (Visnovitz et al 2015). A pontok az egyes vetők legmélyebb értelmezési pontjainak a szeizmikus referenciasíkra vetített képét mutatják. A színek az értelmezési mélységet jelölik (lásd színskála a bal felső sarokban). Jelmagyarázat: 1= Iszapgázok által árnyékolt területek; 2= Szerkezeti értelmezésre alkalmas területek; 3= Felméretlen területek.

Figure 4.9. Fault indication map of the Lake Balaton derived from seismo-acoustic profiles (Visnovitz et al 2015). Dots indicate the projection of the deepest interpreted point of each faults coloured according to the depths of these points (see colour scale in the upper-left corner). Legend: 1= Areas with no data because of blanketing by shallow gas accumulations, 2=Areas with good seismo-acoustic imaging, 3=not surveyed.

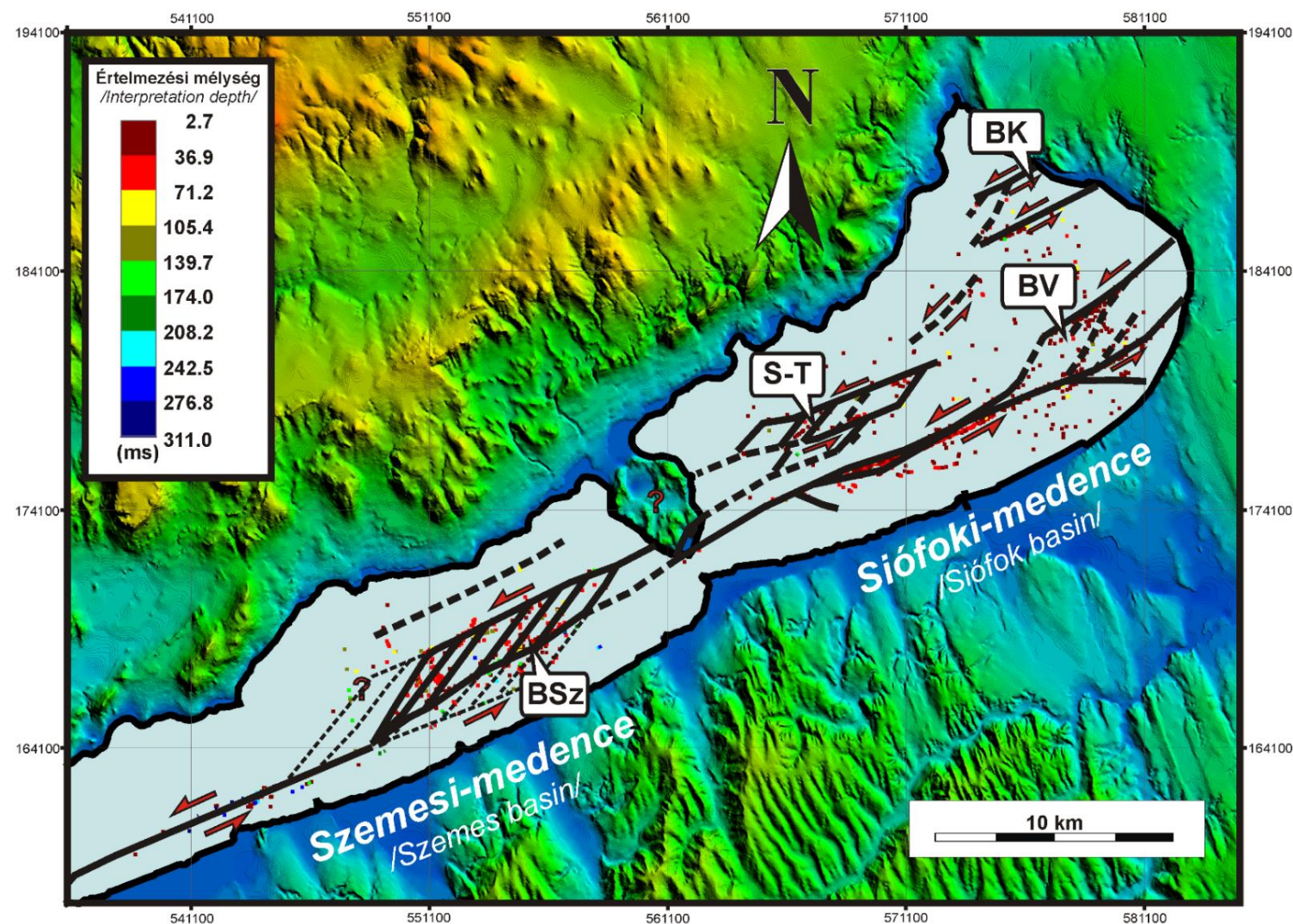
VIII. melléklet



4.12. ábra: A balos oldal-eltolódási zónához (PDZ) kapcsolódó másodlagos szerkezeti elemeket (R, R', P) és a nyíráshoz kapcsolódó redőket (F) szemléltető deformációs ellipszoid (Christie-Blick & Biddle 1985 alapján).

Figure 4.12. Deformation ellipse indicating orientation of the stress field, secondary faults (R, R', P) and drag folds (F) that are associated with a left lateral principal displacement zone (PDZ) (based on Christie-Blick & Biddle 1985).

IX. melléklet



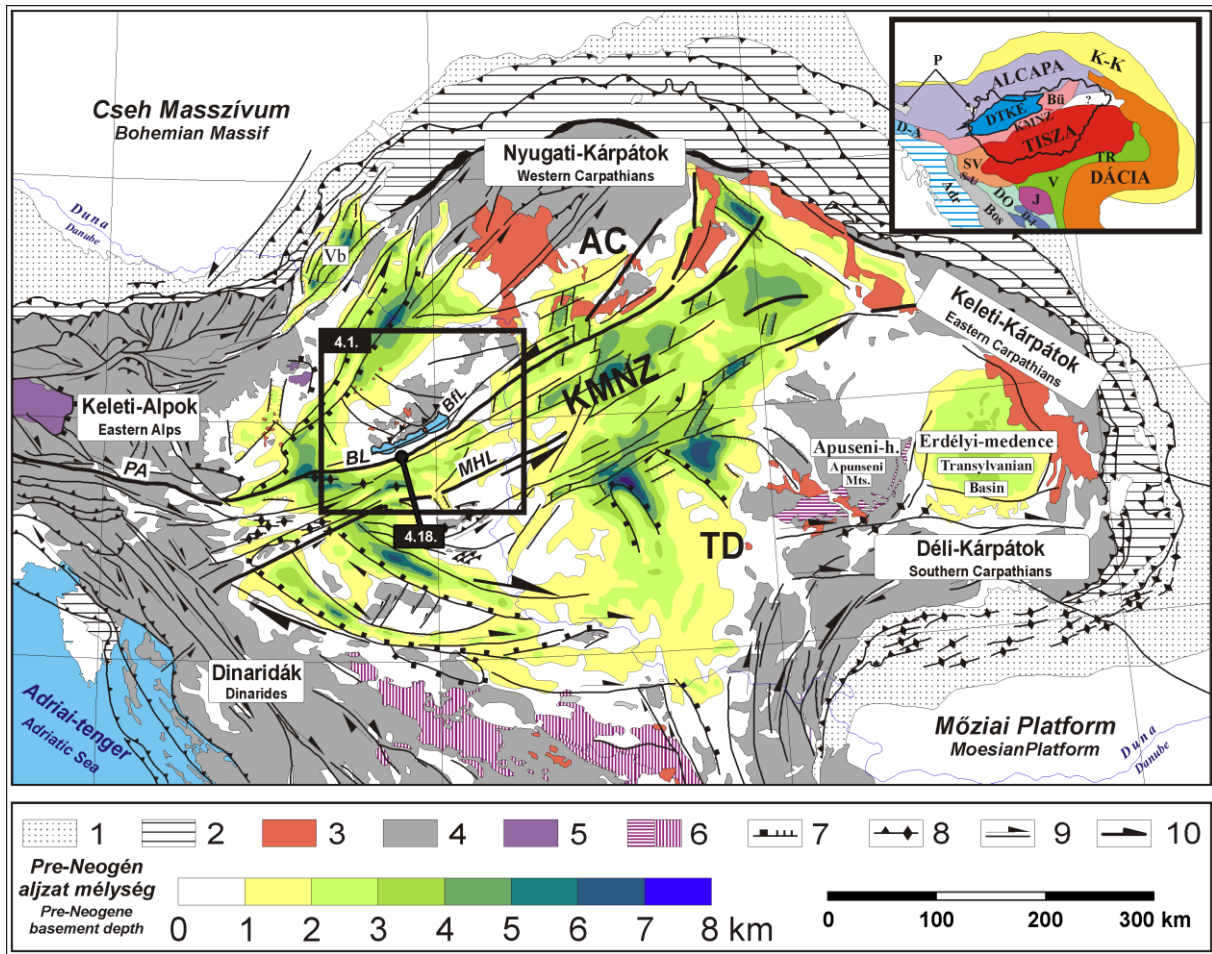
4.14. ábra: A Balaton alatti pannon üledékekhez kapcsolódó törések szerkezeti vázlata (Visnovitz et al 2015). A Siófoki- és Szemesi-medence alatt futó törések egy balos nyírási zónát alkotnak, melyben szerkezeti duplexek ismerhetők fel.

BK= Balatonkenese duplex;
BV= Balatonvilágos duplex;
S-T= Siófok-Tihany duplex;
BSz= Balatonszemes duplex.

Figure 4.14. Tectonic scheme for the interpreted faults in Pannonian strata below Lake Balaton (Visnovitz et al 2015). Faults under the Siófok and Szemes basins showing a left-lateral shear zone with duplex structures.

BK= Balatonkenese duplex;
BV= Balatonvilágos duplex;
S-T= Siófok-Tihany duplex;
BSz= Balatonszemes duplex.

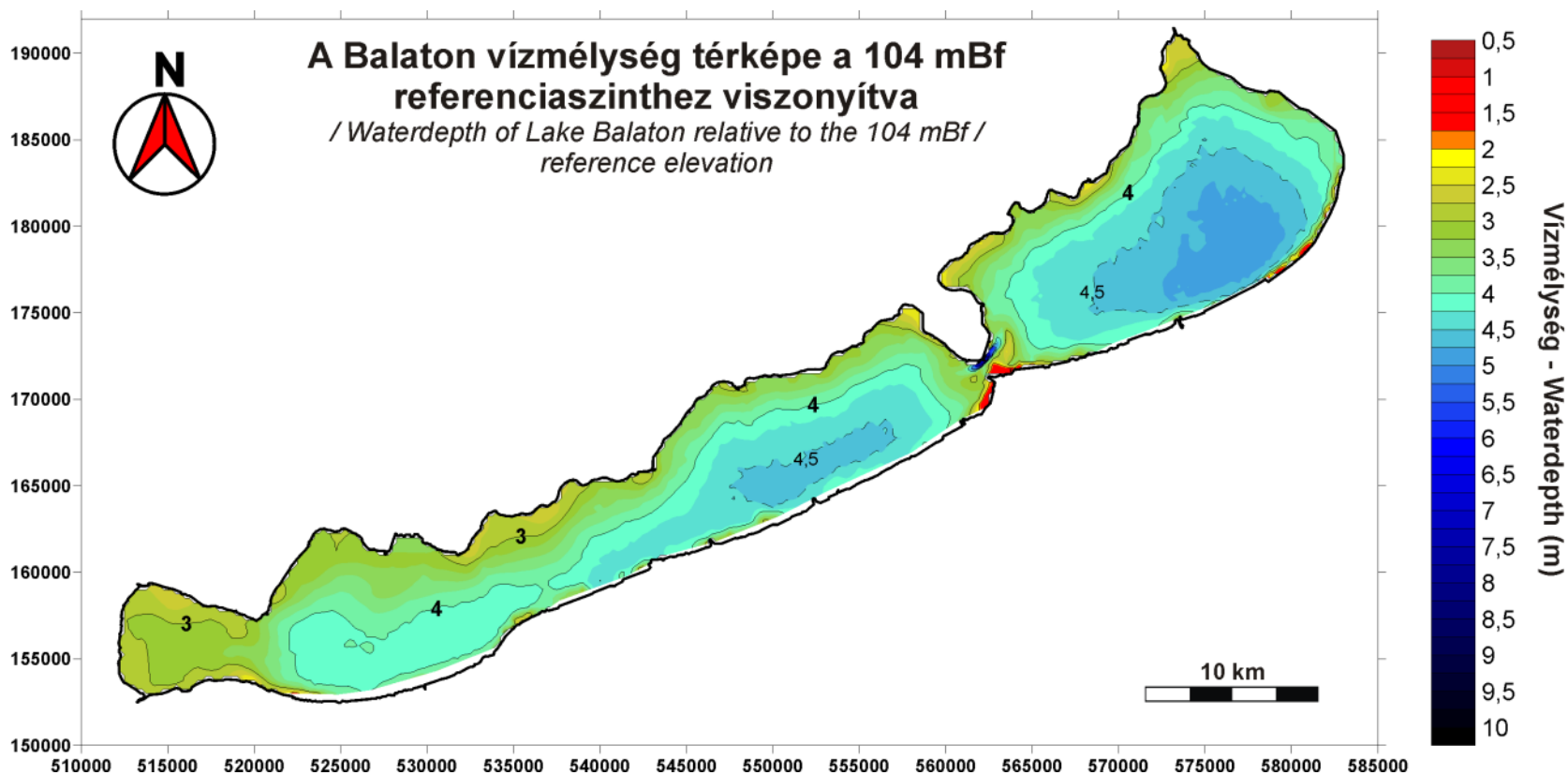
X. melléklet



4.15. ábra: A Pannon-medence kialakulását szabályozó fő szerkezeti elemek és a medence aljzattmélységének áttekintő térképe (Horváth et al. 2006 alapján). A mellékábra (a térkép jobb felső sarkában) a térségben található főbb szerkezeti blokkokat mutatja Haas et al. 2010 alapján: P= Penninikum, D-A= Dél-Alpi Egység, DTKE= Dunántúli-középhegységi Egység, Bű= Bükki Egység, KMNZ= Közép-Magyarországi Nagyszerkezeti Zóna, SV= Száva Egység, V=Vardar Egység, TR= Erdélyi Egység, J= Jadar Egység, DO= Dinári Ofiolitöv, S-U= Sana-Una Egység, D-I=Drina-Ivanjica Egység, Bos= Boszniai Egység, Adr= Adriai Egység, K-K= Külső-Kárpáti öv. Jelkulcs: 1= Molassz előtöllyedékek; 2= Flis takarók; 3= Miocén vulkáni kőzetek; 4= Az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák belső övei; 5= Pennini-ablak, 6 = Nyugat- és Kelet-Vardar ofiolitok; 7= Leválasztó-, ill normál vetők; 8= Reverz vetők és antiklinális tengelyek; 9= Oldaleltolódások; 10= Első rendű oldaleltolódások; AC= ALCAPA Egység; KMNZ= Közép-Magyarországi Nagyszerkezeti Zóna; TD= Tisza-Dácia Egység, PA= Periadriai-vonal, BL= Balaton-vonal, MHL= Közép-Magyarországi-vonal, BfL= Balatonfő-vonal.

Figure 4.15. Map showing the depth to basement of the Pannonian basin and the main faults controlling the basin formation (modified after Horváth F. et al. 2006). Inset on the upper right corner shows major tectonic units of the area based on Haas et al. (2010): P= Penninic Unit, D-A= Southern-Alps Unit, DTKE= Transdanubian Range Unit, Bű= Bükk Unit, KMNZ=Mid-Hungarian Fault Zone, SV= Sava Unit, V=Vardar Unit, TR= Transylvanides, J= Jadar Unit, DO= Dinaridic Ophiolite Belt, S-U= Sana-Una Unit, D-I=Drina-Ivanjica Unit, Bos= Bosnian Unit, Adr= Adriatic Unit, K-K= Outer Carpathian Belt. Legend: 1= Foredeeps; 2= Flysch belt; 3= Miocene volcanoes; 4= Inner Alpine, Carpathian and Dinaric mountains; 5= Penninic window; 6= West and East Vardar ophiolites; 7= Detachment and normal faults; 8= Thrusts and folded anticlines; 9= Strike-slip faults; 10= First order strike-slip faults; AC= Alcapa Unit; KMNZ= Mid-Hungarian Fault Zone; TD= Tisza-Dacia Unit, PA= Periadriatic line, BL= Balaton line, MHL= Mid-Hungarian line, BfL= Balatonfő line.

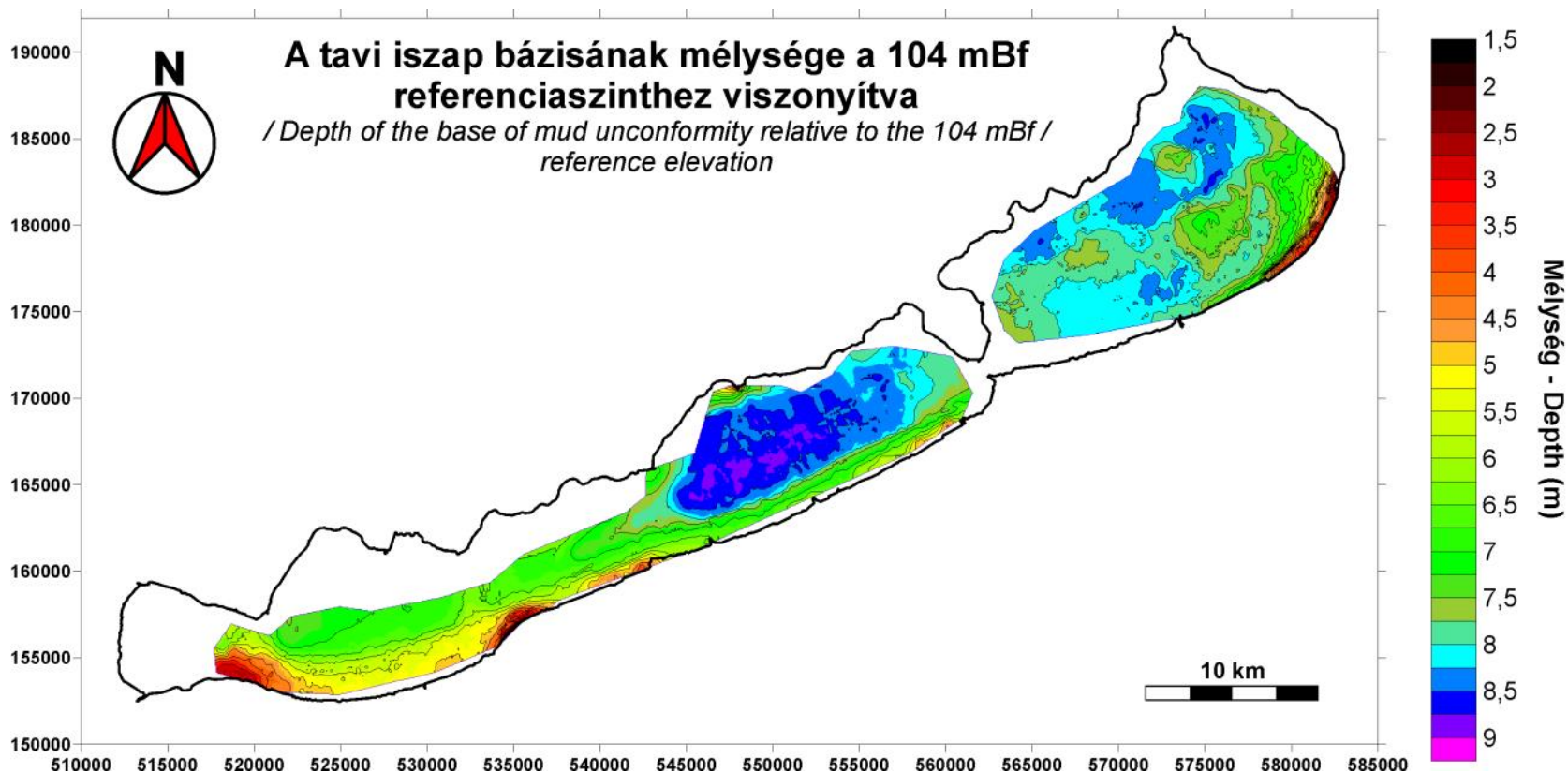
XI. melléklet



5.9. ábra: A Balaton vízmélység-térképe az 1997-2014 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján. Referencia szint 104 mBf, a mélységkonverzióhoz használt sebesség $v_{\text{víz}}=1500$ m/s. A térkép 250 m x 250 m-es rácshálóban lett interpolálva.

Figure 5.9. Mapped water depth of Lake Balaton based on Seistec™ surveys of 1997-2014. Reference elevation 104 mBf, velocity used for depth conversion $v_{\text{water}}=1500$ m/s. The map has been interpolated in a 250 m x 250 m grid.

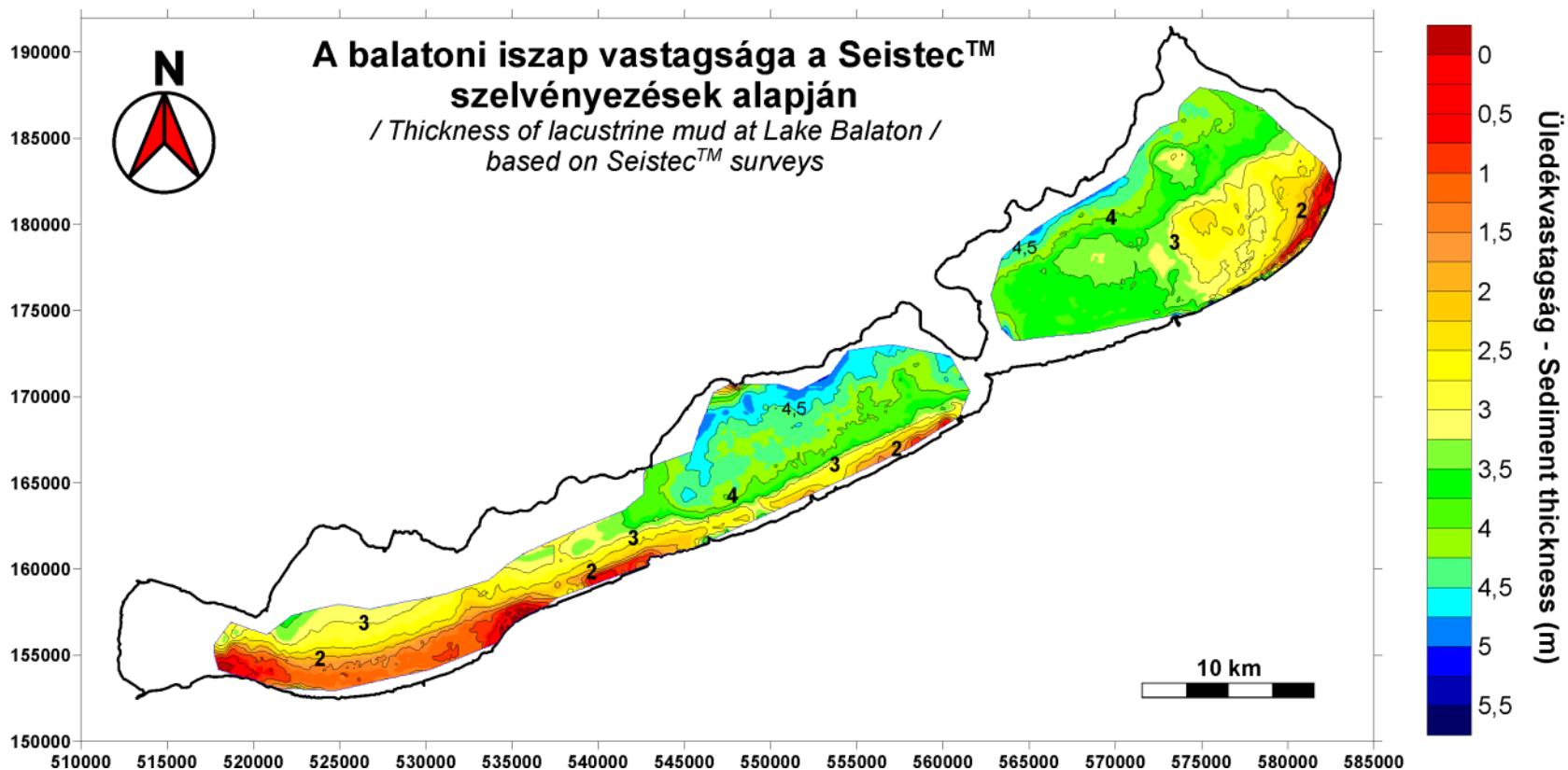
XII. melléklet



5.10. ábra: A balatoni iszap bázisa az 1997-2012 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján. Referencia szint 104 mBf, a mélységkonverzióhoz használt sebességek $v_{\text{viz}}=1500$ m/s, $v_{\text{iszap}}=1600$ m/s. A térkép 50 m x 50 m-es rácshálóban lett interpolálva.

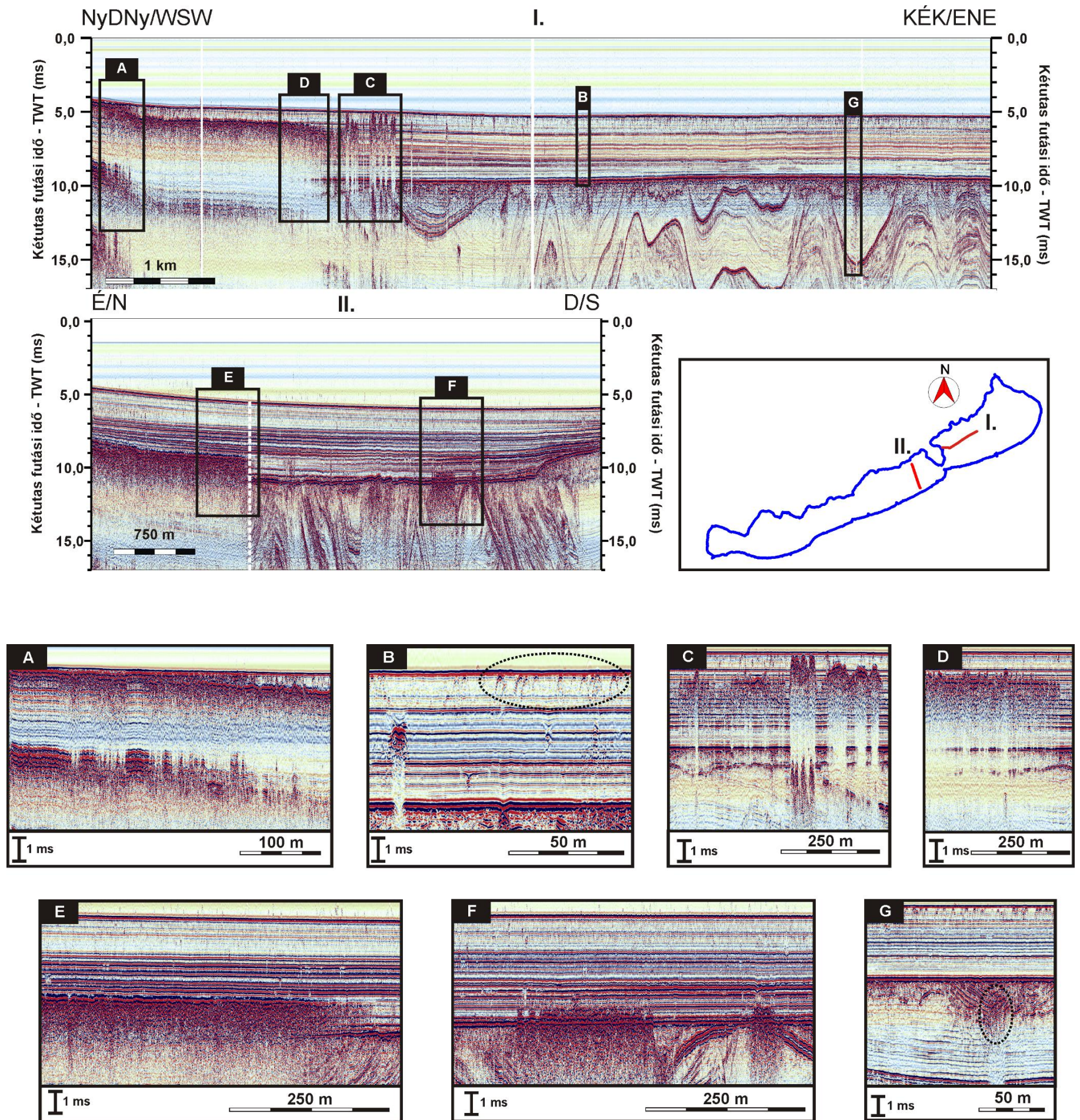
Figure 5.10. The depth of the unconformity surface related to the base of the mud at Lake Balaton according to Seistec™ surveys of 1997-2012. Reference elevation 104 mBf, velocity used for depth conversion $v_{\text{water}}=1500$ m/s, $v_{\text{mud}}=1600$ m/s. The map has been interpolated in a 50 m x 50 m grid.

XIII. melléklet



5.11. ábra: A balatoni iszap vastagságtérképe az 1997-2012 között végzett Seistec™ szelvényezések alapján. Az iszap vastagsága $v_{\text{iszap}}=1600$ m/s-os terjedési sebesség mellett lett meghatározva. A térkép 50 m x 50 m-es rácshálóban lett interpolálva.

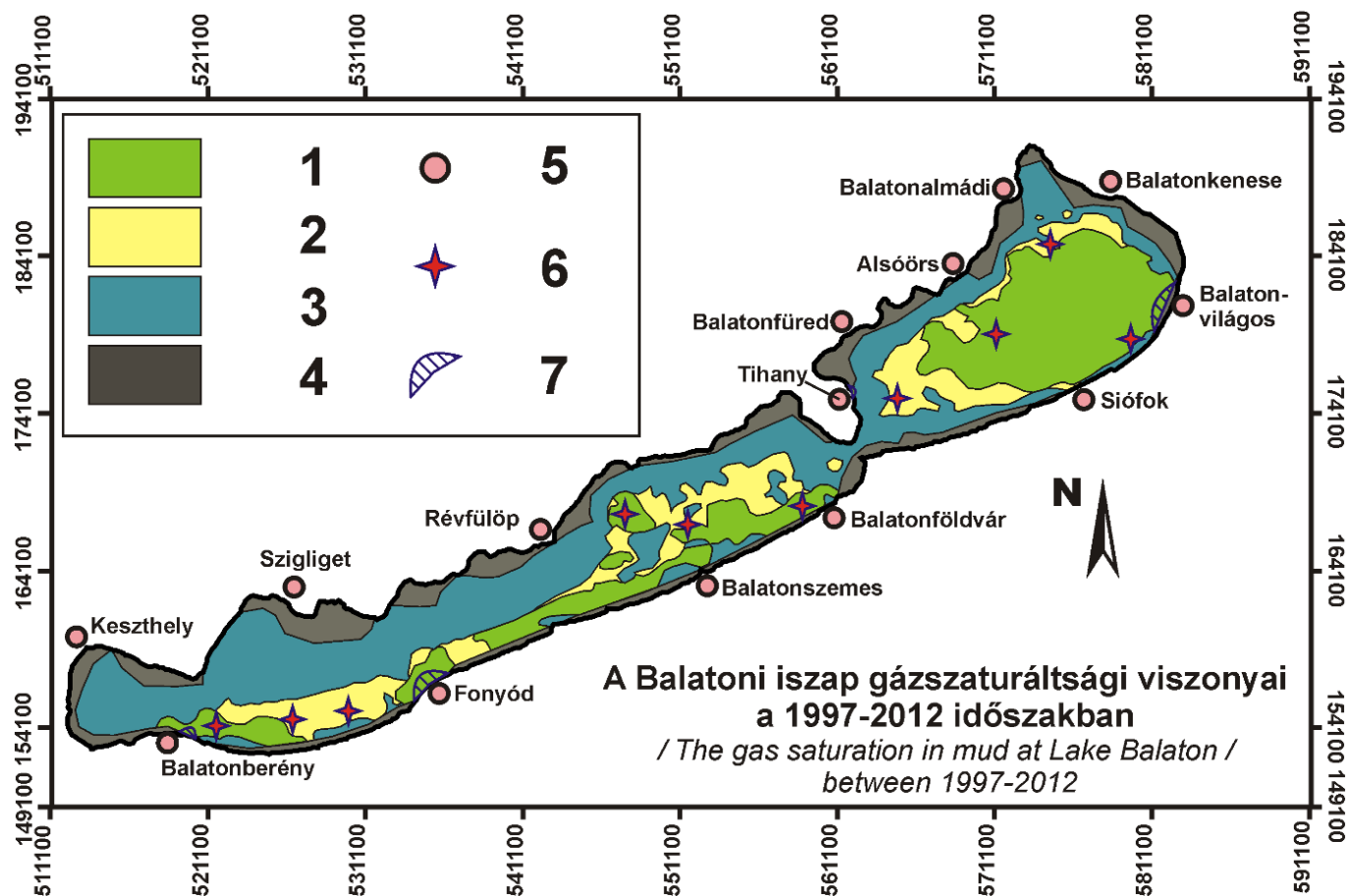
Figure 5.11. The thickness of the lacustrine mud based on Seistec™ surveys of 1997-2012. Velocity used for depth conversion $v_{\text{mud}}=1600$ m/s. The map has been interpolated in a 50 m x 50 m grid.



6.3. ábra: A Balaton alatt előforduló leggyakoribb gázanómália-típusok és azok relatív térbeli helyzete (Visnovitz et al., in press). A) Felső-iszap gáztakaró; B) Nyíltvízi diffrakciós hiperbolák; C) Iszap közepi szeizmikus csillapítási zóna; D) Felső árnyékoló gázfüggöny; E) Alsó-iszap gáztakaró; F) Iszabázisi gázfüggöny; G) Intra-pleisztocén szórózóna.

Figure 6.3. The most frequent anomaly types in sediments below Lake Balaton and their relative spatial position (Visnovitz et al., in press). A) Gas blanket in the upper part of the mud; B) Open water diffraction hyperbolas; C) Middle mud seismic attenuation zone; D) Upper mud blanking type gas curtain; E) Lower mud gas blanket; F) Base mud gas curtain; G) Intra-Pleistocene scattering zone.

XV. melléklet



6.12. ábra: A balatoni iszap 1997 és 2012 közötti gáztartalmát és akusztikus átlátszóságát bemutató áttekintő térkép az ultranagy felbontású Seistec™ szelvények összesített kiértékelése alapján (Visnovitz et al., in press után módosítva). 1= gázmentes/szórványosan gázzal fedett terület (GFA) – kiváló rétegtani leképezés lehetséges Seistec™ műszerrel; 2= időszakosan vagy szakaszosan gázzal fedett átmeneti zóna (TZ) – bizonyos időszakokban jó minőségű leképezés lehetséges, de a gáz jelenléte zavarja a szeizmikus képet; 3= állandóan gázzal borított terület (PGSA) – a gázfront mélysége szezonálisan változó lehet, de a mélyebb rétegek szeizmikus leképezésére soha sincs lehetőség; 4= az adott időszakban nincs mérési adat; 5= város/település; 6= gáz a pannon rétegekben; 7= gázmentes partközeli helyek.

Figure 6.12. Gas saturation and acoustic transparency of the lacustrine sediments of Lake Balaton based on combined interpretation of all Seistec™ data from the period of 1997-2012 (modified after Visnovitz et al., in press). 1= gas free/occasionally gas covered area (GFA) – excellent seismic penetration with Seistec™ instrument; 2= temporally/discontinuously gas covered zone (TZ) – in certain periods good acoustic penetration is available but the occurrence of free gas usually disturbs seismic images; 3= permanently gas saturated domain (PGSA) – depth of the top gas may changes with seasons but the acoustic imaging of deeper strata is not available; 4 no data for the investigation period; 5= village/town; 6= shallow gas in Pannonian strata; 7= Gas free nearshore area.